

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA GEOGRÁFICA, GEOFÍSICA E ENERGIA



Caracterização Climática e Sinóptica das Ondas de Calor no Brasil

João Lucas Marcelino Geirinhas

Mestrado em Ciências Geofísicas
Especialização em Meteorologia

Versão Definitiva

Dissertação orientada por:
Professor Doutor Ricardo M. Trigo
e
Professora Doutora Renata Libonati

Agradecimentos:

Aos meus orientadores *Professor Doutor Ricardo Trigo* e *Professora Doutora Renata Libonati*, pelos preciosos ensinamentos, pela atenção dada, pelo apoio, disponibilidade, interesse e empenho que mostraram ter sempre presente ao longo da realização deste trabalho assim como pelas sugestões e críticas que em muito contribuíram para a melhoria e valorização deste trabalho.

Ao *Instituto Nacional de Meteorologia* do Brasil e ao *Instituto de Controle do Espaço Aéreo* do Brasil pelos meios técnicos disponibilizados, nomeadamente pelos dados meteorológicos utilizados no presente trabalho.

Ao corpo docente da *Universidade Federal do Rio de Janeiro*, em especial à *Professora Ana Palmeira* do Departamento de Meteorologia e ao *Professor Doutor Andrews Lucena* pela total disponibilidade no fornecimento de meios técnicos bem como pelas sugestões que permitiram melhorar o trabalho.

Aos *colegas do laboratório de climatologia* do Instituto D. Luiz (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa) e em especial ao Pedro Sousa, pelo excelente ambiente de trabalho, pela ajuda e pela disponibilidade prestada.

Aos *meus colegas e amigos* da Faculdade de Ciências pelo apoio, amizade, incentivo, disponibilidade e entreaajuda sempre demonstrada.

À *minha família*, especialmente ao meus *pais*, aos *meus amigos* e por último à *minha namorada* por todo o apoio dado e interesse mostrado para a realização com sucesso deste trabalho.

A *todos vós* um grande e sincero obrigado pelo apoio e pela ajuda prestada na superação das dificuldades que permitiu facilitar a tarefa de realização deste trabalho e assim obter dela uma enorme quantidade de novos conhecimentos, experiência e orgulho pela sua conclusão.

O presente trabalho desenvolveu-se em parte no âmbito do projeto Br-FLAS - Sistema Brasileiro Fogo-Superfície-Atmosfera (FAPESP/1389/2014), financiado por fundos nacionais através da FCT/MCTES (PIDDAC) no âmbito do programa ao abrigo do Convénio FCT/FAPESP.

Resumo:

O último relatório do IPCC publicado em 2014 é claro na caracterização do aumento da temperatura global superficial do planeta decorrente da componente antropogénica, através da emissão maciça de gases de efeito estufa. De igual forma, sabemos através de inúmeros estudos da última década, que a probabilidade de ocorrência de grandes ondas de calor como na Europa em 2003 ou na Rússia em 2010 são igualmente potenciadas pela ação humana. De acordo com a última geração de modelos globais e regionais, bem como dos vários cenários climáticos que os alimentam, a probabilidade de ocorrência de grandes ondas de calor nas próximas décadas tende a subir de forma significativa. Atualmente existem inúmeros estudos relativos a esta problemática aplicados a regiões do Hemisfério Norte, particularmente para a Europa e para a América do Norte, devido aos seus impactos significativos em diversas áreas como a saúde, economia e agricultura. Em relação ao Hemisfério Sul e especialmente ao Brasil, este problema apresenta-se como uma questão ainda pouco desenvolvida, apesar da sua enorme área geográfica e população potencialmente afetada. Com este trabalho pretende-se realizar um estudo diagnóstico das ondas de calor observadas em algumas das grandes cidades brasileiras (São Paulo, Rio de Janeiro, Recife, Brasília, Manaus e Porto Alegre), incluindo a sua frequência, distribuição sazonal e evolução temporal desde a década de 1950. Por outro lado, com base em campos de Reanálise ERA-Interim do Centro Europeu de Previsão de Tempo (ECMWF), foi possível caracterizar os campos meteorológicos mais relevantes que atuam durante as ondas de calor para cada uma destas regiões. Os resultados obtidos evidenciam a presença de uma tendência positiva na frequência e duração das ondas de calor a partir da década de 1980 em todo o Brasil, particularmente para as cidades de São Paulo, Manaus e Recife. Em termos médios, Brasília apresenta-se como a cidade que nas últimas décadas registou maior número de episódios de onda de calor pelo que, em sentido inverso, o Rio de Janeiro foi, em média, a cidade com menor número de ondas de calor registadas. No que diz respeito à variabilidade sazonal não se observa um grande contraste do nº de ondas de calor registadas entre as estações de verão e Inverno. Contudo, e em geral, os meses de Outono/Inverno foram os meses em que se verificou em média maior nº de ondas de calor. Uma análise da circulação atmosférica de larga escala associada à ocorrência de ondas de calor em cada cidade, indica para as cidades de Porto Alegre, São Paulo, Rio de Janeiro e Brasília, a presença de anomalias positivas bem demarcadas de altura geopotencial ao nível dos 500hPa, acompanhadas de anomalias positivas de temperatura os nível dos 850hPa. Estas anomalias estão provavelmente associadas à migração para oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul que se encontra por sua vez relacionada com o deslocamento e enfraquecimento de outros sistemas atmosféricos sinóticos como a Zona Inter-tropical de Convergência, a Zona de Convergência do Atlântico Sul, o Sistema de Monções e o Jato de Baixo Nível da América do Sul. Nas cidades de Manaus e Recife, as anomalias positivas da altura geopotencial ao nível dos 500hPa e da temperatura ao nível dos 850hPa estão principalmente associadas ao deslocamento para norte da Zona Inter-tropical de Convergência e à ação de outros sistemas sinóticos de circulação atmosférica como os Vórtices Ciclónicos de Alto Nível. Foi igualmente possível verificar que esta configuração dos campos de altura geopotencial e temperatura em altitude estabeleceram em todos os casos, cenários meteorológicos ideais para o desenvolvimento de anomalias positivas da temperatura à superfície.

Palavras Chave: Ondas de Calor, Brasil, Padrões Sinóticos

Abstract:

The last IPCC report published in 2014 shows a clear increase of the global surface temperature partially due to the anthropogenic component, induced by the massive emissions of greenhouse gases. Similarly, we know from several recent studies, that the probability of occurrence of large heat waves such as the 2003 heat wave in Europe, or the 2010 Russian heat wave, are also exacerbated by human action. According to the latest global and regional circulation models and for different climate scenarios, the probability of occurrence of large heat waves in the following decades will increase significantly. Currently, due to their significant impacts in several areas as public health, economy and agriculture, there are numerous studies for the Northern Hemisphere regions evaluating this problem. However, for the southern hemisphere and especially Brazil, a similar analysis is lacking, despite its huge geographical area and large population potentially affected. The main goal of this work is to develop a diagnostic study of heat waves observed in several large Brazilian cities (São Paulo, Rio de Janeiro, Recife, Brasília, Manaus e Porto Alegre), including heat waves frequency, seasonal distribution and temporal evolution since the 1950s decade. On the other hand, through ERA-Interim reanalysis fields from European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF), it was possible to characterize for each one of this regions the most relevant meteorological fields present during heat wave events. All over Brazil, results indicate the presence of a positive trend in the frequency and duration of heat waves since the 1980s, with special emphasis to cities like São Paulo, Manaus and Recife. On average, Brasília was the city that in the last decades recorded the highest number of heat waves. On the other hand, Rio de Janeiro was, on average, the city with the smallest number of heat wave events recorded. In respect to seasonal variability there are no large differences between the number of heat waves recorded during summer period and the number of heat waves recorded during winter period. However the Autumn/Winter months were, on average, the months with the largest number of heat waves recorded. The assessment of the large-scale atmospheric circulation associated to heat waves in each city show that for Porto Alegre, São Paulo, Rio de Janeiro and Brasília, it was possible to observe the presence of well-marked positive anomalies of geopotential height at the level of 500hPa, that were followed by positive anomalies of temperature at the level of 850hPa. These positive anomalies are likely associated to a westward migration of the South Atlantic Subtropical High System which is related to a displacement and weakening of other atmospheric systems like the Intertropical Convergence Zone, the South Atlantic Convergence Zone, the South American Monsoon System and the South American Low Level Jet. The positive anomalies of geopotential height at the level of 500hPa and temperature at the level of 850hPa in Manaus and Recife are linked to a northward displacement of the Intertropical Convergence Zone and linked to other atmospheric synoptic systems like the Upper Level Cyclonic Vortex. It was also observed that this configuration of geopotential height and temperature fields developed in all cases the perfect meteorological scenarios for the development of positive anomalies of the surface temperature.

Key words: Heat Waves, Brazil, Synoptic Patterns

Índice

| | |
|--|------------|
| Agradecimentos | ii |
| Resumo: | iii |
| Abstract: | iv |
| Lista de acrónimos | vi |
| Lista de figuras | vii |
| Lista de tabelas | x |
| Capítulo 1 - Introdução | 1 |
| 1.1. Considerações gerais | 1 |
| 1.2. Resumo dos sistemas atmosféricos que afetam o Brasil | 4 |
| 1.3. Extremos climáticos | 7 |
| Capítulo 2 – Dados e metodologia | 10 |
| 2.1. Estações meteorológicas: | 10 |
| 2.2. Índices climáticos | 11 |
| 2.3. Metodologia | 14 |
| 2.3.1. Cálculo dos índices | 14 |
| 2.3.2. Testes estatísticos aplicados | 15 |
| 2.3.3. Estudo dos padrões sinóticos associados às ondas de calor | 16 |
| Capítulo 3 – Caracterização climática das ondas de calor | 18 |
| 3.1. Variabilidade inter-anual | 18 |
| 3.1.1. Número anual de ondas de calor | 18 |
| 3.1.2. Duração das ondas de calor | 23 |
| 3.1.3. Número anual de dias em onda de Calor | 25 |
| 3.2. Variabilidade sazonal | 29 |
| 3.3. Tendências | 32 |
| Capítulo 4 – Caracterização Sinótica das ondas de calor | 40 |
| 4.1. Identificação de episódios intensos | 40 |
| 4.2. Análise sinótica das ondas de calor de verão | 40 |
| 4.2.1. Análise dos campos anómalos de T850 e H500 | 42 |
| 4.2.2. Análise dos campos anómalos de Tmax, Tmin, HRsup, Prec, RadS, RadT, SLP e vento a 10m | 45 |
| Capítulo 5 – Conclusões | 62 |
| Referências bibliográficas | 64 |

Lista de acrónimos

- **ASAS** : Alta Subtropical do Atlântico Sul;
- **ASAN** : Alta Subtropical do Atlântico Norte;
- **ECMWF** : “European Centre of Medium-Range Weather Forecasts”;
- **ENSO** : “El Niño – Southern Oscillation”;
- **ETCCDI** : “Expert Team on Climate Change Detection and Indices”;
- **IBGE** : “Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística”;
- **ICEA** : “Instituto de Controle do Espaço Aéreo” do Brasil;
- **INMET** : “Instituto Nacional de Meteorologia” do Brasil;
- **IPCC** : “Intergovernmental Panel on Climate Change”;
- **JBNAS** : Jato de Baixo Nível da América do Sul;
- **NOAA** : “National Oceanic and Atmospheric Administration”;
- **OC**: Onda de Calor;
- **SMAS** : Sistema de Monção da América do Sul
- **TSM** : Temperatura da superfície do mar;
- **VCAN** : Vórtice Ciclónico de Alto Nível;
- **ZCAS** : Zona de Convergência do Atlântico Sul;
- **ZITC** : Zona Inter-tropical de Convergência

Lista de figuras

- Figura 1.1 - Anomalias da temperatura média anual da América do Sul para o período 1960 - 2012 em relação à média do período 1901-2000 (NOAA).
- Figura 1.2 - À esquerda, esquema dos sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul no verão (adapta. de Reboita et al. 2010), com a sigla ANE a significar ventos alíseos de Nordeste e a sigla ASE a significar ventos alíseos de Sudeste. À direita, a climatologia referente ao mês de Janeiro das linhas de corrente aos 200hPa e da velocidade do vento (ms^{-1}) a sombreado (retirado de Zhou e Lau, 1997). Na figura à esquerda, o sistema denominado como JBN corresponde ao Jato de Baixo Nível da América do Sul, referenciado no presente trabalho como JBNAS.
- Figura 1.3 - Compósitos de anomalia de precipitação diária (sombreado) e do vento (850hPa) durante a fase ativa do **SMAS** (retirado de Jones e Carvalho, 2002).
- Figura 1.4 - Evolução das temp. máximas (T.max) e mínimas (T.min) diárias para o ano de 2002 em S.Paulo (a) e para o ano de 2012 no R.Janeiro (b), bem como a evolução intra-anual, calculada com base no período 1961-2014, do P_{90} da T.max (tx90), da T.min (tn90) e do P_{10} da T.max (tx10) e da T.min (tn10). Os períodos caracterizados por ondas de calor estão assinalados através de linhas verticais.
- Figura 2.1 - Representação da localização geográfica das estações meteorológicas utilizadas no território Brasileiro devidamente dividido pelos seus estados (linha a branco).
- Figura 3.1 - Valores médios (desvio Padrão), para as várias estações, do número anual de OC para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).
- Figura 3.2 - Número anual de OC para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).
- Figura 3.3 - Histograma de duração dos episódios de OC registados para o índice CTX90pct(a) e para o índice CTN90pct (b).
- Figura 3.4 - Valores médios (desvio Padrão), para as várias estações, do número anual de dias em OC para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).
- Figura 3.5 - Número anual de dias em Ondas de Calor para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).
- Figura 3.6 - N° total de Ondas de Calor registadas em cada mês para ambos os índices.

- Figura 3.7 - Nº total de Ondas de Calor registadas em cada mês, para ambos os índices, em relação a São Paulo (a), Manaus (b), Recife (c), Brasília (d), Porto Alegre (e), Rio de Janeiro (f).
- Figura 3.8 - Valores de tendência do nº anual de dias em OC relativos ao período de 1961-2014, para ambos os índices e em relação às várias estações.
- Figura 3.9 - Valores de tendência do nº anual de dias em OC relativos ao período de 1961-1980, para ambos os índices e em relação às várias estações.
- Figura 3.10 - Valores de tendência do nº anual de dias em OC relativos ao período de 1981-2014, para ambos os índices e em relação às várias estações.
- Figura 3.11 - Distribuição relativamente a cada cidade e durante os períodos da década de 60, 70, 80, 90, 2000-2010 e 2010-2014 do nº de eventos de onda de calor tidos como moderados, graves e extremos.
- Figura 4.1 - Campo da climatologia de verão (a), do compósito médio de episódios intensos de OC de verão (b) e da anomalia do compósito em relação à climatologia (c) das variáveis T850 (°C) e H500 (gpm), relativamente à cidade de São Paulo.
- Figura 4.2 - Campos de anomalias da T850 (°C) e H500 (gpm) relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registados para as cidades de S.Paulo (a), P.Alegre (b), Rio de Janeiro (c), Brasília (d), Manaus (e) e Recife (f). De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.
- Figura 4.3 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u10/v10 (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) Tmax (°C); da (b) Tmin (°C); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registados para a cidade de S.Paulo. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.
- Figura 4.4 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u10/v10 (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) Tmax (°C); da (b) Tmin (°C); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registados para a cidade do Rio de Janeiro. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.
- Figura 4.5 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u10/v10 (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) Tmax (°C); da (b) Tmin (°C); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registados para a cidade de Brasília. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

- Figura 4.6 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u_{10}/v_{10} (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) T_{max} ($^{\circ}\text{C}$); da (b) T_{min} ($^{\circ}\text{C}$); da (c) HR_{sup} (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registrados para a cidade de Porto Alegre. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.
- Figura 4.7 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u_{10}/v_{10} (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) T_{max} ($^{\circ}\text{C}$); da (b) T_{min} ($^{\circ}\text{C}$); da (c) HR_{sup} (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registrados para a cidade de Manaus. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.
- Figura 4.8 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u_{10}/v_{10} (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) T_{max} ($^{\circ}\text{C}$); da (b) T_{min} ($^{\circ}\text{C}$); da (c) HR_{sup} (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registrados para a cidade de Recife. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

Lista de tabelas

- Tabela 2.1 - Caracterização geográfica das estações meteorológicas utilizadas.
- Tabela 2.2 - Caracterização dos índices de temperatura CTX90pct e CTN90pct.
- Tabela 2.3 - Definição de evento de Onda de Calor segundo o índice CTX90pct e CTN90pct.
- Tabela 3.1 - Comparação entre índices de valores médios do nº anual de OC, desvio padrão do nº anual de OC, percentagem do nº de anos em relação ao período 1961-2014 com ocorrência de OC e valores máximos de OC registadas num só ano.
- Tabela 3.2 - Comparação entre dados retornados por ambos os índices para a duração das Ondas de Calor registadas.
- Tabela 3.3 - Comparação entre os dois índices e para as várias, de valores médios, desvio padrão do nº anual de dias em OC bem como de valores máximos de dias por ano em regime de OC.
- Tabela 3.4 - Percentagens, para cada cidade e para ambos os índices, em relação ao nº total, do nº de eventos de OC registados em cada estação do ano.
- Tabela 3.5 - Valores de tendência do nº de dias em **OC** para ambos os índices, relativamente às várias estações e aos vários períodos considerados. A vermelho são representados os valores positivos e estatisticamente significativos, a laranja os valores positivos e estatisticamente não significativos e a azul os valores negativos e estatisticamente não significativos.
- Tabela 4.1 - Caracterização relativamente a cada cidade dos episódios especialmente intensos identificados.

Capítulo 1

• Introdução

1.1. Considerações gerais

Atualmente não existem dúvidas de que desde os finais do século XIX, se tem registado um aumento da temperatura média global à superfície, aumento este que se tem intensificado particularmente a partir da década de 1980. Cada uma das quatro últimas décadas em particular, tem sido, no que toca à temperatura da superfície, sucessivamente mais quente que qualquer década precedente. Num contexto temporal mais longo, se considerarmos o período recente entre 1983-2012, verificamos com um elevado nível de confiança, que este foi o período de 30 anos mais quente dos últimos 800 anos para o Hemisfério Norte (IPCC, 2014).

Desde 1901 até 2012 observaram-se na Europa aumentos médios da temperatura da superfície na ordem dos 0.8-1,0°C. Na Ásia e na América do Sul registaram-se os valores de tendência mais elevados, com regiões como o Centro e Sul do Brasil a registarem, inclusive, tendências positivas num intervalo entre 1.75 e 2.5°C para o período de 1901-2012 (IPCC, 2014).

Estas tendências positivas da temperatura à superfície para além de imporem um aumento nos valores médios deste parâmetro podem, igualmente, promover um incremento da frequência e da intensidade de extremos climáticos como as Ondas de Calor (**OC**). Na região da América do Sul, em linha com as restantes regiões do globo (Alexander *et al.*, 2006), observou-se uma diminuição da frequência e intensidade de eventos extremos de frio em conjunto com um aumento, menos pronunciado, de eventos extremos de calor (Skansi *et al.*, 2013).

Dados de temperatura provenientes da **NOAA** para o período 1960 - 2012 (Fig.1.1), mostram que a região da América do Sul apresenta uma tendência positiva da magnitude das anomalias da temperatura média anual a partir do ano de 1961. Os anos mais quentes foram todos registados recentemente a partir da década de 1990 incluindo os anos: 1997, 1998, 2002, 2003, 2006, 2009, 2010, 2012. Esta evolução positiva dos valores de temperatura média anual na América do Sul, é compatível com o comportamento observado deste parâmetro para o Brasil durante o período 1960-98 (Hulme e Sheard, 1999). Durante a década de 1970 verifica-se, no continente Sul Americano, a ocorrência de anos com anomalias negativas da temperatura média anual. Observou-se, inclusive, que a década de 1970 foi, em relação ao período 1913-2006, a década cujos valores médios da temperatura máxima diária durante o verão foram mínimos para a região sul do Brasil (Sansigolo e Kayana, 2010).

No Brasil, desde 1960 que se observa, na maioria das regiões, um aumento bastante acentuado das temperaturas mínimas, aumento este acompanhado por um acréscimo, embora mais discreto, das temperaturas máximas (Marengo e Camargo., 2007). Ricce *et al.*, (2009), observaram, para o período de 1961-2008, a presença de tendências positivas da temperatura máxima anual, da temperatura média anual e da temperatura mínima anual para a região do Paraná, no sul do Brasil. A região do Nordeste Brasileiro, caracterizada por ter um clima árido e por historicamente ter sido afetada por grandes secas e períodos de intenso calor, tem registado um aumento progressivo do número, da intensidade e da duração de eventos extremos de calor, nomeadamente a partir da década de 1990 (Moura., 2015). Na região Sul do Brasil regista-se, à semelhança das restantes, tendências positivas da temperatura mínima.

Assim, Sansigolo e Kayana. (2010), obtiveram para o sul do Brasil e para o período de 1910-2010, tendências positivas significativas da temperatura mínima de cerca de 1.6°C. Estes valores mostraram-se comparáveis com os valores obtidos no relatório do **IPCC** (2007) para o período 1940-2000 e para a região da América do Sul.

É de salientar que cidades com elevado nível de urbanização podem sofrer aumentos de temperatura resultantes de dois fatores totalmente distintos mas ambos de natureza antropogénica, por um lado o incremento da temperatura global por ação dos gases de efeito de estufa e por outro o desenvolvimento dos chamados fenómenos de ilha de calor em megacidades como o Rio de Janeiro e São Paulo. De facto estas cidades são caracterizadas por terem centros urbanos bastante desenvolvidos, que verificam com frequência, valores de temperatura mais elevados nestes grandes centros por comparação com as temperaturas observadas nas regiões periféricas, usualmente regiões rurais com vegetação (Dereczynski *et al.*, 2013; Lucena *et al.*, 2013). Este contraste de temperatura observado entre os centros urbanos e a periferia contribui assim para a intensificação, nos grandes centros urbanos, de fenómenos extremos de temperatura como as **OC**.

As **OC** são frequentemente definidas com base em diferentes critérios, no entanto são sempre caracterizadas pela ocorrência, numa determinada região, de uma sequência razoavelmente longa de dias consecutivos cujos valores de temperatura do ar encontram-se acima dos valores expectáveis para a mesma região e para mesma altura do ano. Sabe-se que as **OC** produzem impactos na sociedade que vão muito para além da definição do clima de uma dada região. A frequência da ocorrência destes episódios extremos, a sua duração e intensidade, têm impactos significativos em diversos setores tanto a nível natural (climatologia, atividade biológica, fogos florestais) como a nível humano, nomeadamente em aspetos relacionados com a sociedade, a economia (energia, agricultura) e a saúde (Garcia-Herrera *et al.*, 2010; Linares e Díaz, 2007). Em termos socioeconómicos vários estudos indicam um claro impacto da ocorrência de **OC** na sociedade, sendo que são os sectores mais pobres e envelhecidos desta que se mostram mais vulneráveis à exposição a elevadas temperaturas (Son *et al.*, 2015; Gouveia *et al.*, 2003).

Estudos aplicados aos sectores da pecuária e da agricultura no Brasil, indicam um impacto significativo da ocorrência de períodos de extremo calor no desenvolvimento de *deficits* na produção animal (Lima *et al.*, 2006; McKechnie e Wolf, 2009) e na produção vegetal (Gusso *et al.*, 2014; Olesen *et al.*, 2010). Gusso *et al.*, (2014), verificaram, para a região sul do Brasil, que eventos extremos de calor provocam, para além de condições de seca nos solos, o sobreaquecimento do coberto vegetal, o que representa um impacto nocivo para a sobrevivência das plantas.

Com base em índices representativos da riqueza *per capita* de cada município brasileiro, verifica-se que as regiões de maior riqueza *per capita* correspondem às zonas que têm registado um aquecimento mais intenso. Por outro lado com base em cenários de alterações climáticas é previsível que no final do século XXI, alguns dos municípios com menores níveis de riqueza *per capita* situados no Norte do Brasil, serão afetados por elevadas taxas de aumento da temperatura esperando-se assim, um impacto bem mais severo do que aquele que se observa atualmente nos municípios com maiores índices de riqueza (Costa *et al.*, 2015). As grandes **OC** podem provocar aumentos muito significativos das taxas de mortalidade, tanto em meio urbano como nos meios rurais. Num estudo desenvolvido para a Península Ibérica e relativo ao período de 1986-97, concluiu-se que as cidades de Lisboa e Madrid registaram, aquando a ocorrência de temperaturas máximas superiores ao percentil 95, um aumento acentuado do número de mortes relacionadas com causas orgânicas (31% para Lisboa e 21% para Madrid) (Garcia Herrera *et al.*, 2005). Há ainda estudos que indicam a presença de uma relação entre a ocorrência de períodos extremos de calor e o aumento do número de mortes relacionadas com o

desenvolvimento de doenças respiratórias e cardiovasculares (Bell *et al.*, 2008; Rumel *et al.*, 1993; Paixão e Nogueira, 2003).

Historicamente o planeta, tem registado a ocorrência destes eventos extremos de calor, sendo que após a viragem do século XX estes episódios têm sido bem mais intensos com estabelecimento de novos recordes de temperatura e de duração. Segundo Kunkel *et al.* (2010), em 1995 a zona Norte dos Estados Unidos, particularmente a região de Chicago, registou um período de **OC** histórico, tendo sido, inclusive, o mais intenso da última metade do século XX nos EUA, com valores médios de temperatura do mês de Junho superiores a 38°C para a região. Em 2003, a Europa foi atingida por uma grande **OC** que permitiu o estabelecimento de novos recordes de temperatura em várias regiões do continente. Este evento foi tão extenso espacialmente e intenso em amplitude que se estima que terá provocado a morte de cerca 40 000 pessoas (Garcia Herrera *et al.*, 2010). A temperatura média registada no velho continente, durante os meses de verão de 2003, foi superior em 3°C relativamente à temperatura média registada para o período 1961-90 (Schär *et al.*, 2004). O mês de Agosto registou, à escala diária, uma sequência de dias, nomeadamente no Norte da Europa, cujos valores de temperatura máxima foram os mais elevados alguma vez registados (Garcia Herrera *et al.*, 2010; Trigo *et al.*, 2005). Poucos anos depois, no verão de 2010, a Europa de Leste e todo o sector Europeu da Rússia, sofreram uma **OC** de extensão e magnitude nunca antes registada (Barriopedro *et al.*, 2011; Dole *et al.*, 2011). Por outro lado, à medida que a concentração de gases de efeitos de estufa vai continuar a crescer nas próximas décadas, a frequência de ocorrência deste tipo de mega-ondas de calor é expectável que venha a aumentar com o desenrolar do presente século XXI (Barriopedro *et al.*, 2011; Fischer and Knutti. 2015). Por contraste com a Europa e a América do Norte, pode-se afirmar que na América do Sul, há ainda relativamente poucos estudos científicos de documentação da ocorrência de episódios extremos de calor. Segundo relatórios do **INMET**, em Dezembro de 2012, o Rio de Janeiro atingiu a temperatura recorde de 43,2°C, a mais alta registada desde 1915. Em Fevereiro de 2010, o litoral de São Paulo, foi atingido por uma **OC** que provocou a morte de pelo menos 32 pessoas na cidade. Belo Horizonte, num evento extremo de calor em Outubro de 2010, registou a temperatura de 37,1°C. Segundo o Observatório do Clima Brasileiro e relatórios do **INMET**, em 2015, o Brasil presenciou a ocorrência de extremos de calor nunca antes registados sendo que cidades como Cuiabá, registaram durante o mês de Setembro um período de 15 dias com temperaturas na ordem dos 40°C. Brasília e Manaus bateram recordes de temperaturas máximas neste ano sendo que durante o mês de Outubro a capital federal brasileira registou uma **OC** com temperaturas até 9°C superiores em relação à média histórica. O recorde de temperatura máxima anterior havia sido batido em 2008, com 35,8°C registados na capital.

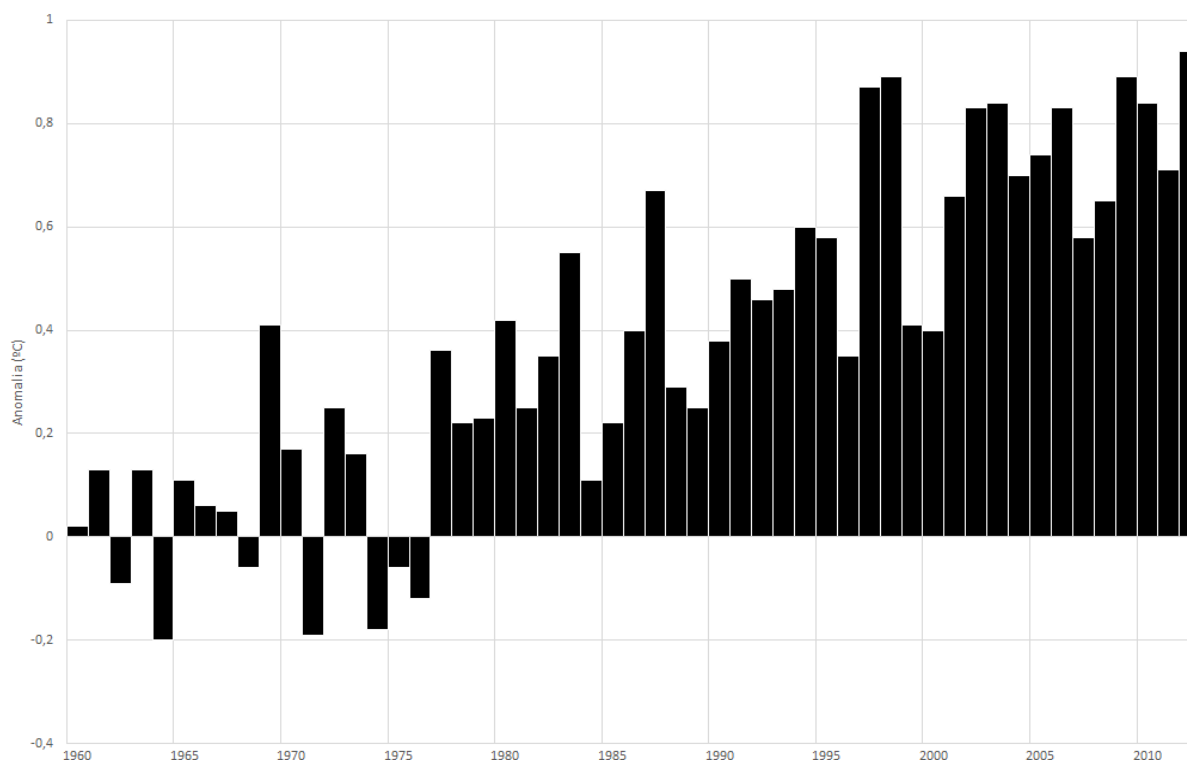


Figura 1.1 - Anomalias da temperatura média anual da América do Sul para o período 1960 - 2012 em relação à média do período 1901-2000 (NOAA).

1.2. Resumo dos sistemas atmosféricos que afetam o Brasil

Os eventos de **OC** a latitudes médias encontram-se, geralmente, associados a padrões persistentes de larga escala de circulação anticiclônica (Trigo *et al.*, 2005; Dole *et al.*, 2011). Estes padrões, denominados como cristas de altas pressões e também sistema de bloqueio atmosférico, são caracterizados pela presença de anomalias estacionárias da altura geopotencial ao nível dos 500hPa. Representam assim configurações da circulação a larga escala da atmosfera capazes de gerar condições persistentes de céu limpo, de subsidência, ventos fracos, advecção de ar quente e indução de temperaturas muito elevadas junto à superfície, tendo sido descritos para situações de **OC** em diferentes regiões do Hemisfério Norte (Kunkel *et al.* 1996; Palecki *et al.* 2001; Xoplaki *et al.* 2003; Meehl e Tebaldi 2004). O estabelecimento destas cristas e destes sistemas de bloqueio promove alterações significativas no escoamento da atmosfera nas latitudes médias e nos subtrópicos, tornando-o menos zonal. Por outro lado atuam como barreira à passagem de sistemas meteorológicos transientes provenientes de latitudes mais elevadas.

Uma série de estudos (Kayano e Kousky, 1990; Tibaldi *et al.*, 1994; Marques e Rao, 1996; Sinclair, 1996; Nascimento e Ambrizzi, 2002; Wiedenmann *et al.*, 2002; Mendes *et al.*, 2005) levados a cabo a partir dos anos 1980 e aplicados ao Hemisfério Sul, mostram que neste hemisfério, os sistemas de bloqueio atmosférico situam-se a latitudes mais baixas e têm, em média, um tempo de vida inferior. Indicam ainda que a região sudeste do continente sul americano, apresenta-se como uma região preferencial no desenvolvimento destes sistemas. Neste contexto, a reduzida presença de orografia nas latitudes médias do setor leste do Hemisfério Sul sugerem que o forçamento térmico, representado por

variações longitudinais da **TSM**, desempenha um papel acrescido na formação e desenvolvimento destes sistemas estacionários de circulação atmosférica. Nas regiões equatoriais da América do Sul, variações intensas da temperatura do ar são explicadas, em grande parte, por elevados valores de radiação solar incidente na superfície (Cavalcanti *et al.*, 2009) que, acompanhados, de défices nos valores de humidade da atmosfera e do solo, podem induzir alterações nas percentagens de arrefecimento da atmosfera por efeito do calor latente, bem como alterações das trocas de energia entre o solo e a atmosfera dominadas por fluxos de calor latente/sensível. Este panorama encontra-se associado a diminuições da atividade convectiva nestas regiões e, consequentemente, a diminuições dos níveis de precipitação. Estas variações da atividade convectiva em regiões do território brasileiro que se situam em latitudes equatoriais são condicionadas por sistemas como a **ZITC** e a **ZCAS**, sistemas estes caracterizados por serem faixas de elevada cobertura nebulosa de origem convectiva e com considerável dimensão espacial, pelo que são facilmente visíveis em imagens de satélite. Estas bandas de nuvens, esquematizadas na Figura 1.1a, são responsáveis pela indução de elevados níveis de precipitação e humidade da atmosfera e do solo, sendo que as suas migrações constituem um fator determinante na definição de períodos chuvosos ou secos nestas regiões equatoriais (Cavalcanti *et al.*, 2009).

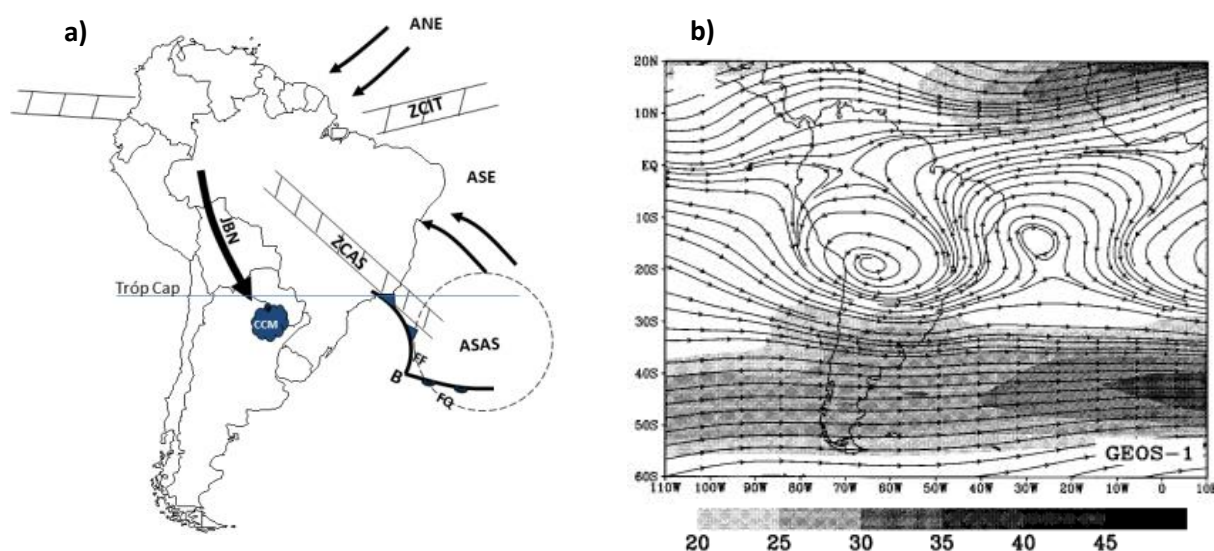


Figura 1.2 – À esquerda, esquema dos sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul no verão (adapta. de Reboita et al. 2010), com a sigla ANE a significar ventos alíseos de Nordeste e a sigla ASE a significar ventos alíseos de Sudeste. À direita, a climatologia referente ao mês de Janeiro das linhas de corrente aos 200hPa e da velocidade do vento (ms^{-1}) a sombreado (retirado de Zhou e Lau, 1997). Na figura à esquerda, o sistema denominado como JBN corresponde ao Jato de Baixo Nível da América do Sul referenciado no presente trabalho como JBNAS.

No verão, os padrões de circulação atmosférica na região nordeste do Brasil, para além de serem afetados pela **ZITC** e pela **ZCAS**, são ainda condicionados pelo desenvolvimento de **VCANs** que em determinadas situações, migram para noroeste em direção ao continente sul americano. Os **VCANs** são sistemas de circulação fechada e ciclónica presentes na alta troposfera como ilustrado na Fig. 1.1b, onde por análise das linhas de corrente ao nível dos 200hPa é possível observar a presença, sobre o oceano atlântico numa zona próxima da região nordeste do Brasil, deste padrão de circulação da alta troposfera. Geralmente os centros dos **VCANs** encontram-se associados a zonas de pouca cobertura nebulosa, por outro lado, na periferia destes sistemas, a atividade convectiva é intensa (Kousky e Gan, 1981). A concentração sazonal da precipitação nos meses de verão em grande parte da região tropical do continente sul americano levou vários autores a definir um regime de monção para este continente, o **SMAS** (Sistema de Monção da América do Sul). O **SMAS** está associado à migração central das duas zonas de convergência já mencionadas (**ZITC** e **ZCAS**) e também à configuração do **JBNAS**

(Cavalcanti *et al.*, 2009). Assim o **JBNAS** (Jato de Baixo Nível da América do Sul) é tido como uma componente do **SMAS** e é responsável pelo transporte de grandes quantidades de humidade da bacia Amazónica para o sul e sudeste do Brasil. Marengo *et al.* (2004), mostraram que este transporte apresenta um ciclo anual. No verão é induzido pelo facto dos ventos alíseos do Atlântico Tropical Norte encontrarem a barreira dos Andes e deflectirem para sudeste. Como tal, a humidade que é movida em direção ao sul, para a bacia dos rios Paraná-Prata é, durante os meses do verão austral, essencialmente oriunda da região Amazónica. Liebmann *et al.* (2004), mostraram que o enfraquecimento do **JBNAS** encontra-se associado a uma redução significativa dos níveis de precipitação no sul e sudeste do Brasil. Este sistema atmosférico localiza-se sobre a borda leste dos Andes numa faixa de latitudes entre o 20° e os 40°S e apresenta uma orientação Noroeste-Sudeste como se pode observar por análise da Fig. 1.2a (Cavalcanti *et al.*, 2009). Vários autores verificaram sobre a região central da América do Sul, a presença de reversões sazonais da direção do vento que causam verões chuvosos e invernos secos e, como tal, definiram a presença sobre estas regiões do **SMAS** (Moran e Morgan 1986; Jones e Carvalho, 2002). Como todos os sistemas de monção, o **SMAS** apresenta uma fase húmida e seca sendo que durante a fase húmida ocorre o cruzamento sobre a região central do Brasil de ventos de Noroeste que transportam grandes quantidades de humidade provenientes da região amazónica. Na figura 1.3 encontram-se esquematizados para a América do Sul, o campo anómalo do vento ao nível dos 850hPa e as taxas diárias de precipitação características aquando a ocorrência da fase húmida do **SMAS**. A inibição durante o verão da fase húmida deste sistema promove o desenvolvimento de consideráveis *deficits* de humidade e precipitação na região central do Brasil, que em conjunto podem potenciar o desenvolvimento de períodos quentes e secos.

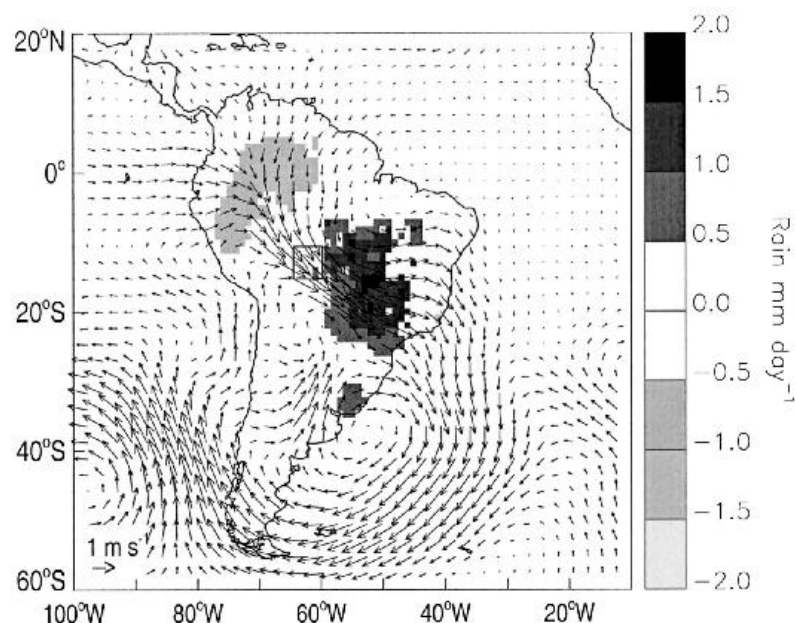


Figura 1.3 – Compósitos de anomalia de precipitação diária (sombreado) e do vento (850hPa) durante a fase ativa do **SMAS** (retirado de Jones e Carvalho, 2002)

1.3. Extremos climáticos

Os extremos climáticos caracterizam-se pela ocorrência de valores de um, ou de vários parâmetros em simultâneo, superiores ou inferiores a determinados limites definidos com base na climatologia de determinada região ao longo de um período de tempo relativamente longo (usualmente igual ou superior a 30 anos). Como tal, os extremos climáticos (**OC**, secas, cheias, etc.) correspondem a fenómenos cuja probabilidade de ocorrência é relativamente baixa e que têm consequências que vão muito para além da simples definição do estado da atmosfera durante a sua ocorrência, existindo assim, um impacto significativo na própria sociedade e nos ecossistemas (Heino *et al.*, 1999). Portanto, o estudo da caracterização destes fenómenos, particularmente, a atual e futura frequência, duração e intensidade, representa uma tarefa de grande importância quando se pretende perceber com maior rigor qual o impacto destes fenómenos em áreas como a saúde, a economia, infraestruturas, manutenção de recursos energéticos, agricultura, pecuária e sistemas naturais.

Muitos estudos mostram que a vulnerabilidade da sociedade e dos ecossistemas, relativamente a diversos fenómenos climáticos extremos, depende não só de aspetos relacionados com a intensidade, duração e frequência do próprio evento, mas também do local de ocorrência, das dimensões espaço-temporais, dos bens materiais em risco e do tipo de população, nomeadamente a estrutura etária e o número de indivíduos de sexo masculino/feminino (Garcia-Herrera *et al.*, 2005; Son *et al.*, 2015; Karl *et al.*, 1997; Easterling, 2000).

Estudos realizados em diferentes países indicam um comportamento sazonal da mortalidade diária em função de diversas variáveis ambientais, com especial destaque para a temperatura (Alberdi *et al.*, 1998; McMichael *et al.*, 2003). Durante os curtos períodos dominados pelas **OC**, usualmente na estação de verão, esta variabilidade sazonal sofre uma alteração brusca com o aparecimento de valores muito elevados de mortalidade em poucos dias. Assim Garcia-Herrera *et al.*, (2005), verificaram, num estudo aplicado à Península Ibérica, que períodos de excessivo calor desenvolvem impactos na saúde num intervalo de 1 a 3 dias após o início da **OC**, com especial expressão nos idosos com mais de 65 anos. Esta preferência por escalões etários mais avançados foi verificado durante a **OC** de 2003 (Trigo *et al.*, 2009). Relativamente ao território Brasileiro, nomeadamente para São Paulo, verifica-se que a mortalidade aquando a ocorrência de períodos de **OC** é mais elevada, registando-se um acréscimo do número de mortes relacionado com causas cardiovasculares e respiratórias (Rumel *et al.*, 1993; Son *et al.*, 2015; Gouveia *et al.*, 2003). Ainda relativamente ao Brasil, existem estudos, que relacionam o efeito conjunto das elevadas temperaturas e dos elevados níveis de poluição da atmosfera, com o aumento do número de mortes relacionadas com enfarte do miocárdio e acidentes vasculares cerebrais (Rumel *et al.*, 1993), sendo que a ocorrência de períodos extremos de calor implica um risco mais elevado, em termos de saúde, para a população feminina e com níveis de educação baixos (Son *et al.*, 2015).

A identificação de eventos extremos como as **OC** tem sido levada a cabo, em diversos estudos científicos já realizados, com a utilização de índices de **OC**. Muitos deles, na sua metodologia, utilizam limiares de temperatura, definindo assim uma **OC** como um período de tempo relativamente longo cujas temperaturas máximas e/ou mínimas excedem um dado limiar, sendo que muitas vezes este limiar é baseado em valores de percentil de temperatura (Fischer and Schar, 2010; Perkins e Alexander, 2013). Como exemplo desta metodologia, na figura 1.4 encontra-se representada a evolução sazonal dos percentis 10 e 90 da temperatura mínima e máxima calculada com base no período 1961-2014 bem como a evolução anual, relativa a determinados anos em específico, dos valores de temperatura máxima e mínima. Observa-se assim a ocorrência, nos finais de Setembro e inícios de Outubro de 2002, na cidade de São Paulo (Fig. 1.4 (a)), de um período de vários dias, delimitado no gráfico por retas verticais a preto, cujos valores de temperatura máxima e mínima foram superiores aos valores de percentil 90 para ambas as variáveis. Este período correspondeu a um episódio de **OC** registado para a cidade de São

Paulo (Fonte: **INMET**). De igual forma apresenta-se um exemplo para a cidade de Rio Janeiro (Fig.1.4 b) no final do mês de Dezembro do ano de 2012 em que, segundo o **INMET**, regiões da cidade bateram, igualmente recordes de temperatura máxima

A esmagadora maioria dos cenários climáticos para o futuro apontam para o aumento da temperatura média global, dos eventos extremos como **OC's**, secas, fogos florestais, cheias, e dos níveis de poluição atmosférica, sendo que é absolutamente necessário perceber e estabelecer com maior rigor a ponte entre estes eventos extremos, nomeadamente a forma como ocorrem, e os possíveis impactos que deles poderão advir para a sociedade. Sabe-se atualmente que os riscos não serão iguais para todos e sim mais efetivos para as populações mais desfavorecidas bem como para as comunidades inseridas em países subdesenvolvidos (IPCC, 2014).

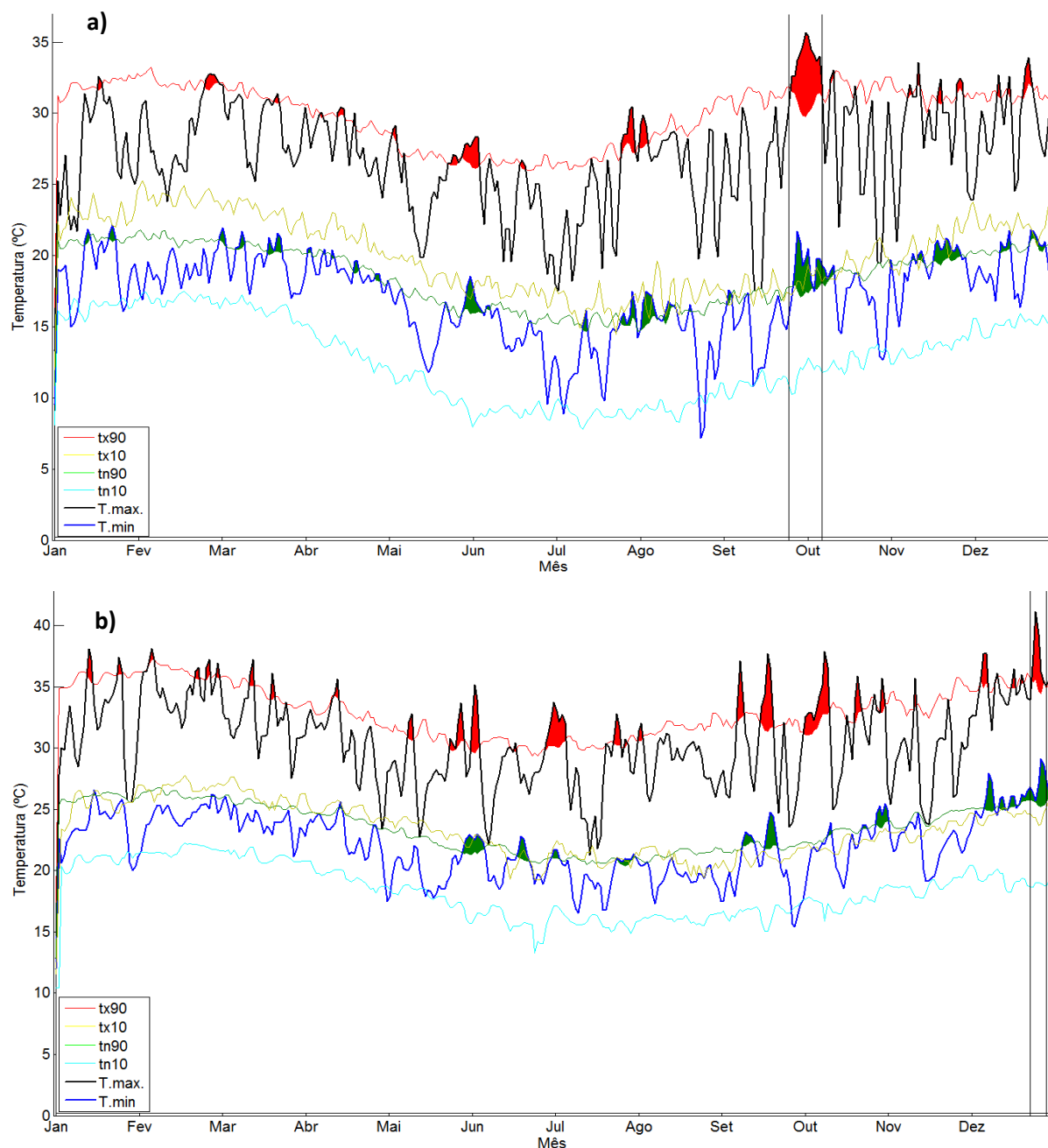


Figura 1.4 - Evolução das temp. máximas (T.max) e mínimas (T.min) diárias para o ano de 2002 em S.Paulo (a) e para o ano de 2012 no R.Janeiro (b), bem como a evolução intra-anual, calculada com base no período 1961-2014, do P_{90} da T.max (tx90), da T.min (tn90) e do P_{10} da T.max (tx10) e da T.min (tn10). Os períodos caracterizados por ondas de calor estão assinalados através de linhas verticais.

1.4. Objetivos e estrutura do trabalho

No presente trabalho é tido como principal objetivo o de estudar e compreender os episódios de onda de calor (**OC**) que afetaram o território Brasileiro durante o período compreendido entre os anos de 1961 e de 2014. Em muitas secções do trabalho será utilizada uma abordagem a estes episódios de **OC** segundo duas perspectivas distintas, tendo, para tal, como base, a utilização de dois índices de definição e identificação de **OC**. Primeiramente, o estudo centrar-se-á numa descrição estatística dos fenómenos de **OC** e da sua evolução ao longo deste período expondo-se assim uma análise do nº de episódios registados, das suas durações, da variabilidade inter-anual, da variabilidade sazonal e das tendências ao longo das 5 décadas consideradas. Numa segunda parte procurar-se-á identificar os principais padrões de circulação sinóptica, à superfície e em altitude, associados aos episódios mais intensos de **OC** relativos ao período de verão.

O trabalho está organizado em 5 capítulos. No capítulo 1 é feita uma introdução com algumas considerações gerais bem como uma apresentação dos objetivos e organização do trabalho. No capítulo 2 são apresentados os dados utilizados e é exposta a metodologia bem como os testes estatísticos adotados para obtenção e análise de resultados. No capítulo 3 é feita uma caracterização climática dos períodos de **OC** com apresentação das variabilidades inter-anuais e sazonais bem como de valores de tendência. No capítulo 4 identificam-se os episódios mais intensos de **OC** de verão relativos a determinadas cidades brasileiras e estudam-se os padrões de circulação sinópticos associados. Por fim, no capítulo 5, são apresentados algumas conclusões retiradas por análise dos resultados obtidos.

Capítulo 2

2. Dados e metodologia

2.1. Estações meteorológicas:

Para a realização do presente estudo, recolheram-se valores diários de temperatura máxima e mínima relativos a seis estações meteorológicas distintas do Brasil, correspondentes a seis das principais cidades deste país (Rio de Janeiro e São Paulo da região Sudeste, Brasília da região Centro-oeste, Porto Alegre da região Sul, Manaus da região Norte e Recife da região Nordeste). Estes valores foram obtidos a partir da rede de estações meteorológicas do **INMET**, salvo para a cidade do Rio de Janeiro. As localizações geográficas destas estações do **INMET** podem ser vistas por observação da Fig. 2.1. Devido à falta de qualidade dos dados relativos às estações da rede do **INMET** inseridas na cidade do Rio de Janeiro, os dados referentes a esta cidade foram obtidos a partir da rede de estações do **ICEA**. Em termos temporais, os dados foram recolhidos para o período 1961-2014.

Tabela 2.1 - Caracterização geográfica das estações meteorológicas utilizadas.

| Estação | Latitude (S) | Longitude (W) | Altitude (m) |
|---------------------------------|--------------|---------------|--------------|
| Manaus - AM | 3,10° | 60,01° | 61,25 |
| Recife Curado - PE | 8,05° | 34,95° | 10,00 |
| Brasília - DF | 15,78° | 47,92° | 1159,54 |
| R. Janeiro - Aeroporto S.Dumont | 22,91° | 43,16° | 10,00 |
| S. Paulo - Mir de Santana -SP | 23,54° | 46,61° | 792,06 |
| Porto Alegre -RS | 30,05° | 51,16° | 46,97 |

A escolha das estações foi feita respeitando o critério de optar pelas estações com menor número de dados em falta. Procurou-se assim escolher seis pontos que cobrissem razoavelmente o território brasileiro e que correspondessem às maiores áreas urbanas do país, onde, exceto para a cidade de Manaus, segundo o Censo de 2010 realizado pelo **IBGE**, a densidade populacional é elevada.



Figura 2.1 – Representação da localização geográfica das estações meteorológicas utilizadas no território Brasileiro devidamente dividido pelos seus estados (linha a branco).

2.2. Índices climáticos

Para o estudo da ocorrência de extremos climáticos numa dada região do globo procede-se, por norma, à análise de séries temporais relativamente longas de variáveis climáticas (por exemplo temperatura, precipitação, pressão, velocidade do vento, etc.). Procura-se, nomeadamente, identificar a presença de anomalias consideráveis dos parâmetros climáticos em relação a um dado comportamento médio da série temporal.

A identificação e avaliação destas anomalias é muitas vezes feita, com recurso ao cálculo de determinados índices concebidos especialmente para o efeito. A utilização de índices representa uma ferramenta eficaz quando se pretende tratar, de forma agregada, grandes bases de dados climáticos permitindo monitorizar e extrair informação conclusiva no que toca à ocorrência de extremos e à situação climática presente no contexto de alterações climáticas passadas e/ou futuras (Perkins e Alexander, 2013; Souch e Grimmer, 2004).

Atualmente existe um conjunto alargado de índices de identificação de extremos de temperatura definidos na literatura científica (Souch e Grimmer, 2004). A ETCCDI definiu 8 índices que, por si próprios ou combinados, são usados frequentemente para a definição de OC em várias regiões do globo. Apesar de todos os índices serem desenvolvidos com um objetivo comum de avaliação do comportamento climático extremo, determinados índices e definições de OC são igualmente utilizados com o intuito de se entender para determinadas regiões do planeta, a relação entre a ocorrência de

extremos climáticos e determinados aspetos mais específicos como o impacto na atividade humana (McGregor *et al.*, 2002; Watts e Kalkstein, 2004), na atividade biológica (Gusso *et al.*, 2014), monitorização de incêndios (Nunes, 2012; Pereira *et al.*, 2005), etc. Por esta razão muitas vezes, índices que são desenvolvidos com o intuito de se estudar a situação climática sob condições muito concretas e em regiões bastante específicas do globo mostram-se desadequados aquando da sua utilização sob condições climáticas, geográficas, biológicas e humanas diferentes daquelas tomadas em conta durante a sua definição (Frich *et al.*, 2002). No entanto, segundo Folland (2001), existem algumas características fundamentais que os índices devem seguir aquando a sua definição, a saber:

- Poderem ser calculados através de dados disponíveis;
- Serem relevantes para a atividade económica e outros aspetos da sociedade e dos ecossistemas;
- Serem definíveis sobre vastas regiões, de uma forma consistente, permitindo a sua comparação;
- Ter sensibilidade às variações naturais e antropogénicas do clima;

Os índices definidos pela **ETCCDI** consideram separadamente apenas uma das facetas dos períodos de **OC**, nomeadamente ou a duração do evento ou a frequência de dias sobre influência de um episódio extremo. Alguns destes índices, na sua definição e aplicação, utilizam limiares absolutos de temperatura. Índices de limiares absolutos tornam, muitas vezes, a sua aplicação desadequada para determinadas regiões bem como inviável a comparação de resultados entre regiões caracterizadas por distribuições de temperatura usadas muito diferentes (Perkins, 2011). Uma alternativa é a utilização de índices que usam limiares baseados em diferentes valores de percentil. Estes consideram a ocorrência de eventos onde se verifica a excedência, por parte das temperaturas diárias, dos valores de percentil, valores estes que são relativos a determinadas áreas geográficas de interesse. Em estudos de extremos máximos de temperatura, a análise da excedência destes valores de percentil pode ser realizada em relação a valores diários de Temperatura mínima, de Temperatura máxima e até mesmo de Temperatura aparente. Muitos autores desenvolveram trabalhos onde se mostra a eficácia da utilização destes índices que se baseiam em limiares de percentil para diferentes regiões do planeta (Huth *et al.*, 2000; Meehl and Tebaldi, 2004; Fischer and Schar, 2010).

O Brasil é um país que apresenta em toda a sua extensão geográfica vários tipos de clima e, como tal, procurou-se adotar a utilização de índices consistentes e muito versáteis às mudanças de clima, permitindo assim, a comparação de resultados entre várias regiões do Brasil.

Em termos de metodologia adotou-se, à semelhança do que Fischer e Schar (2010) fizeram para a Europa, a utilização de índices que seguissem condições de temperatura acima de um dado limiar e que persistissem durante um número de dias consecutivo pelo que, posto isto, procedeu-se à utilização dos índices **CTX90pct** e **CTN90pct**.

Perkins e Alexander (2013), definiram e mostraram que os índices **CTX90pct** e **CTN90pct**, para além de serem fáceis de calcular, mostraram-se aplicáveis e coerentes em todo o território Australiano que, à semelhança do Brasil, é um vasto território que apresenta regiões caracterizadas por uma enorme

variabilidade climática. Para além de serem aplicáveis a várias regiões do globo, são ambos índices robustos que entram com um fator de dependência temporal e que consideram a climatologia de uma dada região como um aspeto importante para a definição de **OC**.

Os índices **CTX90pct** e **CTN90pct** utilizam uma janela móvel para o cálculo dos percentis 90 de temperatura de forma a minorar a forte variabilidade temporal que estes índices apresentam. À escala diária existe assim um valor de percentil 90 das temperaturas máxima e mínima diferente para cada dia do ano, valor este que toma em consideração o ciclo sazonal destes parâmetros (Perkins e Alexander, 2013).

A utilização destes dois índices permite abordar o estudo das **OC** segundo uma perspetiva de anomalias de temperatura máxima (**CTX90pct**) e de anomalias de temperatura mínima (**CTN90pct**) relativas a esta climatologia diária. Tal afigura-se útil, na medida em que regiões distintas do Brasil mostram uma evolução diferente nos últimos anos entre valores de temperaturas máxima e mínima.

Tabela 2.2 - Caracterização dos índices de temperatura CTX90pct e CTN90pct.

| | Definição do Limiar |
|-----------------|---|
| CTX90pct | O limiar é o valor climatológico (1961-2014) de percentil 90 de $T_{max.}$ para cada dia do ano em questão calculado numa janela de 15 dias (centrada no dia em questão). |
| CTN90pct | O limiar é o valor climatológico (1961-2014) de percentil 90 de $T_{min.}$ para cada dia do ano em questão calculado numa janela de 15 dias (centrada no dia em questão). |

2.3. Metodologia

2.3.1. Cálculo dos índices

No cálculo dos índices **CTX90pct** e **CTN90pct** para o período 1961-2014, foram utilizados dados de 6 cidades do território Brasileiro (tabela 2.1). Estes dados foram retirados através da plataforma informática disponibilizada pelo **INMET** e pelo **ICEA**. Posteriormente, com a utilização de ferramentas construídas em linguagem **MATLAB**, toda esta informação foi trabalhada por forma a ser possível a aplicação destes índices.

Definiu-se assim, no presente estudo, eventos de Onda de Calor (**OC**) com base tanto em valores de temperatura máxima, utilizando o índice **CTX90pct**, como de temperatura mínima, utilizando para tal, o índice **CTN90pct**:

A análise completa das características das **OC** (Nº anual de **OC**; Nº anual de dias em **OC**; Duração das **OC**) durante o período de 1961-2014, foi feita separadamente para os dois índices. Ambos foram calculados para o ano inteiro não havendo distinção entre **OC** de verão e **OC** de Inverno.

Tabela 2.3 – Definição de evento de Onda de Calor segundo o índice **CTX90pct** e **CTN90pct**.

| Índice: | Definição de Onda de Calor (OC) |
|-----------------|---|
| CTX90pct | Períodos com duração de 3 ou mais dias consecutivos caracterizados por temperaturas máximas diárias superiores ao limiar definido pelo índice – (ver tabela 2.2). |
| CTN90pct | Períodos com duração de 3 ou mais dias consecutivos caracterizados por temperaturas mínimas diárias superiores ao limiar definido pelo índice – (ver tabela 2.2). |

2.3.2. Testes estatísticos aplicados

a) Tendências

Identificados os períodos de **OC** por via da aplicação dos índices **CTX90pct** e **CTN90pct**, analisaram-se, relativamente a cada cidade, as tendências ao longo do período considerado do número de dias em **OC** bem como as tendências da duração dos episódios de **OC**. Em relação às tendências do número de dias em **OC** foi aplicado um teste estatístico por forma a identificar o nível de significância estatística de todas as tendências e assim aferir a robusteza de cada resultado obtido. Posto isto, foi aplicado o teste de Mann-Kendall modificado que tem em conta a autocorrelação das séries. O teste baseia-se na avaliação da autocorrelação da série temporal, sendo que este foi conduzido para um nível de significância de 5%, pelo que foi tida como hipótese nula, a ausência de tendência da série temporal testada e assim a presença de uma ordem aleatória bem como de uma independência entre os dados (Hamed e Rao, 1998). No teste de Mann-Kendall modificado, desenvolvido por Hamed e Ramachandra (1997), é tido em conta um fator de correlação (N/N_s), que é definido através do número total de observações (N) e do número de observações “efetivo” (N_s). Este número de observações efetivo deriva do facto de haver uma sobrestimação do número de graus de liberdade nas séries em avaliação. Este fator de correlação é então multiplicado pela expressão original da variância do teste Mann-Kendall, dada por:

$$V(S) = \frac{N(N-1)(2N+5)}{18} \cdot \frac{N}{N_s} \quad (2.1)$$

$$\frac{N}{N_s} = 1 + \frac{2}{N(N-1)(N-2)} \cdot \sum_{i=1}^{N-1} (N-i)(N-i-1)(N-i-2)\rho S(i) \quad (2.2)$$

Sendo N o nº de observações, N_s o nº de observações “efetivo” e $\rho S(i)$ a função de auto-correlação do conjunto de observações

b) Teste t-student

Por forma a introduzir algum grau de significância estatística e, consequentemente, um certo nível de fiabilidade nos valores dos compósitos de anomalias apresentados, foi aplicado um teste t de Student às diferenças entre as média de compósitos dos eventos mais intensos de **OC** de verão e as respectivas climatologias (Kreyszig, 1970). Para tal recorreu-se ao cálculo da estatística:

$$t = \frac{|\bar{x}_1 - \bar{x}_2|}{\sigma \sqrt{1/n_1 + 1/n_2}} \quad (2.3)$$

sendo \bar{x}_1 e \bar{x}_2 as médias de cada uma das sub-séries de respectivos comprimentos n_1 e n_2 . O desvio padrão da população - " σ " é dado por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}} \quad (2.4)$$

sendo S_1^2 e S_2^2 as respectivas variâncias de cada sub-série. O número de graus de liberdade a considerar é de $n_1 + n_2 - 2$.

Neste trabalho considera-se um resultado estatisticamente significativo quando é atingido um nível de significância de 5% (ou 95% de nível de confiança).

2.3.3. Estudo dos padrões sinópticos associados às ondas de calor

Para o estudo dos padrões sinópticos associados à ocorrência de **OC** de verão, foram utilizados dados de larga escala correspondentes às reanálises globais do **ECMWF**, nomeadamente da reanálise ERA-Interim para o período 1979-2014. Os resultados da reanálise ERA-Interim, representam, em relação à reanálise mais antiga, ERA-40, uma evolução significativa no que toca à cobertura dos anos mais recentes apresentando assim um progresso na qualidade de representação do ciclo hidrológico e da circulação na estratosfera (Dee *et al.*, 2011). Contudo, a região da América do Sul, apresenta-se, como uma das regiões do planeta onde os resultados não só da ERA-Interim mas em geral de muitas outras reanálises, diferem mais das observações à superfície, sendo estas diferenças mais visíveis em parâmetros como a precipitação e até mesmo como a temperatura máxima e mínima (Lorenz e Kunstmann, 2012). Contudo, a nível global, de todas as reanálises utilizadas no desenvolvimento de estudos, a ERA-Interim, é aquela cujos resultados se encontram mais próximos dos observados (Lorenz e Kunstmann, 2012). Na região Amazónica há, por parte do modelo em relação às observações, uma ligeira sobrestimação dos valores de precipitação bem como uma ligeira subestimação dos valores de temperatura à superfície (Lorenz e Kunstmann, 2012). O facto da América do Sul não fazer parte das regiões com os melhores resultados de reanálise, explica-se por ser uma região caracterizada, em termos relativos, por uma reduzida cobertura de estações capazes de providenciarem observações que são absolutamente vitais, tanto para uma comparação razoável entre o que é modelado e observado, como para a própria qualidade da reanálise.

Estes dados de reanálise foram extraídos para um rede regular de 0,75° latitude por 0,75° de longitude, correspondente a uma janela espacial localizada entre 85°W-30°W e 13°N-60°S que, posteriormente, foi reduzida por forma a focar numa perspetiva regional a reprodução dos padrões sinópticos relativos a cada uma das cidades do estudo.

Os parâmetros meteorológicos utilizados são os seguintes:

- Pressão Atmosférica ao nível médio do mar – **SLP** (hPa);
- Altura Geopotencial ao nível dos 500hPa - **H500** (gpm);
- Temperatura do ar ao nível dos 850 hPa - **T850** (°C);
- Temperatura máxima e mínima do ar a 2m de altura -**Tmax;Tmin** (°C);
- Componente zonal e meridional do vento a 10m de altura – **u10;v10** (ms^{-1});
- Humidade Relativa à superfície – **HRsup** (%);
- Precipitação Acumulada – **Prec** (mm);
- Balanço de Radiação solar à superfície – **RadS** (Wm^{-2});
- Balanço de Radiação térmica à superfície – **RadT** (Wm^{-2});

Para as variáveis **SLP**, **H500**, **T850**, **u10**, **v10** e **HRsup**, os valores diários foram obtidos por meio de uma média aritmética simples dos quatro valores disponibilizados (6h em 6h). Para a variável **Prec** esta média foi aplicada a dois valores semi-diários extraídos que correspondem a níveis de precipitação acumulada num intervalo de 12 horas. Já para as variáveis **RadS** e **RadT**, os valores diários analisados correspondem a níveis diários de radiação acumulada.

De referir que os dados de reanálise apesar de se basearem em campos observados que foram assimilados, dependem igualmente da qualidade e fiabilidade do modelo de previsão aplicado. Isto significa que as observações disponíveis, depois de sujeitas a um apertado processo de assimilação, são combinadas em maior ou menor grau, dependendo do tipo de variável, com informação *A priori* retirada de um modelo de previsão (Dee *et al.*, 2011). Posto isto existem variáveis, como a precipitação, cujos valores dependem essencialmente do modelo de previsão e, como tal, estão mais suscetíveis a eventuais erros sistemáticos relacionados com o modelo de previsão. No entanto, o facto deste trabalho utilizar compósitos de campos de anomalias, aos quais foram retiradas as respetivas médias climáticas, permite uma remoção de forma considerável, do impacto de eventuais imperfeições e erros do modelo empregues nos resultados apresentados (Trigo *et al.*, 2002, 2004).

Os dados de reanálise foram trabalhados com recurso à utilização de programas desenvolvidos no software MATLAB e posteriormente representados espacialmente por via da utilização do software “GraDS”. Tendo por base os dias de ocorrência das principais **OC** de verão em cada uma das cidades estudadas do território brasileiro, foi feito o cálculo para cada variável atrás referida:

1. As médias climáticas de (1979-2014) para o período de verão;
2. Os compósitos resultantes das médias dos episódios mais intensos de **OC** de verão no período 1979-2014;
3. As anomalias dos compósitos em relação à climatologia, obtidos através da diferença dos resultados entre as médias de compósitos obtidos em 2) e as médias climatológicas obtidas com 1);

De referir ainda que, apenas foram representados os campos de anomalias dos compósitos em relação à climatologia sendo que, para cada compósito, foi avaliada a diferença relativamente ao campo médio utilizando o teste *t* de Student com um nível de significância de 5%.

Capítulo 3

3. Caracterização climática das ondas de calor

3.1. Variabilidade inter-anual

3.1.1. Número anual de ondas de calor

Tendo em conta a definição de onda de calor (**OC**) seguida com base nos índices **CTX90pct** e **CTN90pct** procedeu-se ao cálculo do número anual de **OC** para as diferentes estações estudadas.

- Aplicação do índice **CTX90pct**:

Pela análise da Fig. 3.1a bem como da tabela 3.1, observa-se que as cidades de Brasília e Recife são as que apresentam, em média, maior nº de **OC** por ano, com cerca de 4.6 **OC**/ano e 4.0 **OC**/ano respetivamente. Pelo contrário, em média, o menor nº anual de **OC** registado verifica-se para a cidade do Rio de Janeiro, com cerca de 2.3 **OC**/ano. Salvo o caso do Rio de Janeiro, verifica-se que os valores médios para todas as cidades não são muito díspares entre si, situando-se numa gama de valores entre as 3-4 ocorrências por ano.

No que toca à variabilidade do nº de **OC** anual ao longo do período temporal de análise (Fig. 3.1a), Manaus e Recife são as cidades com maiores valores de desvio padrão, sendo que para tal contribuiu o grande contraste entre o nº de **OC** por ano registado para o período 1961-90 e para o período 1991-2014 (Fig. 3.2). Os menores valores de desvio padrão verificam-se para as cidades do Rio de Janeiro e de Porto Alegre.

Por análise da Fig. 3.2 observa-se que em todas as cidades o nº de anos com ocorrência de **OC** são largamente superiores ao número de anos sem qualquer **OC**. As cidades com maior número de anos sem qualquer **OC** detetada são Manaus, Rio de Janeiro e São Paulo, somando, no total, 15, 11 e 10 anos, respetivamente. Já Brasília foi a cidade que registou maior número de anos com **OC** observadas bem como maior número de anos consecutivos com ocorrência de **OC**. Durante a década de 1970 verifica-se que, em todas as cidades, registaram-se anos com um reduzido nº de **OC** e inclusive um nº significativo de anos sem qualquer registo de **OC**, sendo esta última situação mais visível no caso das cidades de Manaus, São Paulo e Recife. Este resultado está de acordo com os valores negativos, reportados pela **NOAA**, de anomalia de temperatura média anual para a década 1970 na América do Sul. Sansigolo e Kayana, [2010], observaram ainda para o sul do Brasil, durante a década de 1970 e nos períodos de verão, valores médios da temperatura máxima diária reduzidos.

O recorde de maior nº anual de **OC** foi observado em Manaus no ano de 2010 com o registo de 19 períodos de **OC**, pelo que a cidade neste ano, segundo relatórios do **INMET**, experienciou períodos de temperatura recorde nunca antes atingida desde 1925. Foi também durante o ano de 2010 que a região da Amazônia registou um evento de seca dramático como resultado, entre inúmeros fatores, de baixos

níveis de precipitação durante as estações de chuva e de elevadas temperaturas do ar registadas durante o ano de 2010 (Marengo e Espinoza, 2015). De referir que, para este mesmo ano, todas as outras estações, salvo Porto Alegre, registaram um número anual de **OC** relativamente elevado, na ordem das 10-15 ocorrências (Fig. 3.2), o que nos indica que 2010 foi, realmente, um ano especialmente quente à escala de toda a América do Sul.

As cidades de São Paulo, Manaus e Recife registaram, em termos do nº anual de **OC**, um acréscimo mais visível ao longo de 1961-2014 sendo este comportamento mais vincado a partir do século XXI (Fig. 3.2). Outros estudos verificam igualmente a presença de uma tendência positiva da temperatura relativamente a este período. Gouveia et al, (2003), verificaram para a cidade de São Paulo a presença de uma tendência positiva da temperatura para o período de 1991-1995. Foi também observado um aumento do número e da intensidade de anomalias térmicas positivas desde 1974 para a região Nordeste do Brasil (Moura, 2015). A partir do século XXI, destacam-se vários anos como 2006, 2010 e 2012 que, segundo dados da **NOAA**, foram anos bastante quentes na América do Sul (Fig. 1.1). De acordo com este índice registou-se em 2006 para a cidade de Recife, o recorde máximo do nº anual de **OC**, com a ocorrência num só ano de 16 períodos de **OC** (Fig. 3.2). As cidades de Brasília e Porto Alegre registam um número de ocorrências anuais bem mais constante ao longo do período de análise sendo que em Brasília os anos com maior número de **OC** foram os de 1963 e de 1973 e em Porto Alegre o ano de 2012 (Fig. 3.2). Já a cidade do Rio de Janeiro apresenta flutuações mínimas no que diz respeito à evolução do número anual de episódios registados ao longo de todo o período de análise. De referir ainda que, para a cidade do Rio de Janeiro, os anos de 1966 e 2014 foram os anos onde foram identificados maior nº de episódio de **OC**, somando, no total 6 eventos (Fig. 3.2). Este valor é bastante baixo quando comparado com os obtidos para as restantes cidades. Este resultado parece estar em consonância com o facto já anteriormente referido da cidade do Rio de Janeiro ter sido a cidade com menor registo médio anual de **OC** ao longo de todo o período de análise.

- Aplicação do índice CTN90pct:

Recorrendo a uma análise semelhante utilizando o índice **CTN90PCT** verifica-se, por comparação com o índice **CTX90PCT**, que Brasília continua a ser das cidades com maior número médio de **OC** anuais, cerca de 3.6, superada apenas por Porto Alegre e pelo Rio de Janeiro que registaram, em média um número anual de **OC** de cerca 3.9 (Fig. 3.1). Pelo contrário, a cidade de Recife, apresenta uma diferença acentuada no nº anual de **OC** obtidas com os dois índices, pois segundo o índice **CTX90PCT** corresponde a uma das cidades com maior nº médio anual de **OC**, mas segundo o índice **CTN90PCT**, corresponde à cidade com menor nº médio anual de **OC**, com cerca de 2.1 ocorrências por ano (tabela. 3.1).

Recife e Manaus passam a ser as cidades com maior nº de anos sem registo de qualquer **OC**, ao contrário de Porto Alegre e do Rio de Janeiro onde em 87% e em 91% dos anos do período 1961-2014, foram registados períodos de **OC** respetivamente (Fig. 3.2 e tabela 3.1). Por análise da Fig. 3.2 verifica-se que Manaus e Brasília sofrem um tremendo acréscimo do número de episódios por ano nomeadamente na viragem para o século XXI. Mais uma vez, o recorde de nº de **OC** por ano é observado para a cidade de Manaus no ano de 2014 com um total de 29 **OC**. De salientar que a cidade do Rio de Janeiro, após o ano de 2005, segue um comportamento diferente das restantes cidades, na medida em que regista um quebra do nº anual de **OC** registadas. Portanto este acréscimo do nº anual de **OC** ao longo do período de análise, nomeadamente após a década de 1980 é visível apenas para as cidades de Manaus, São Paulo e Recife (Fig. 3.2).

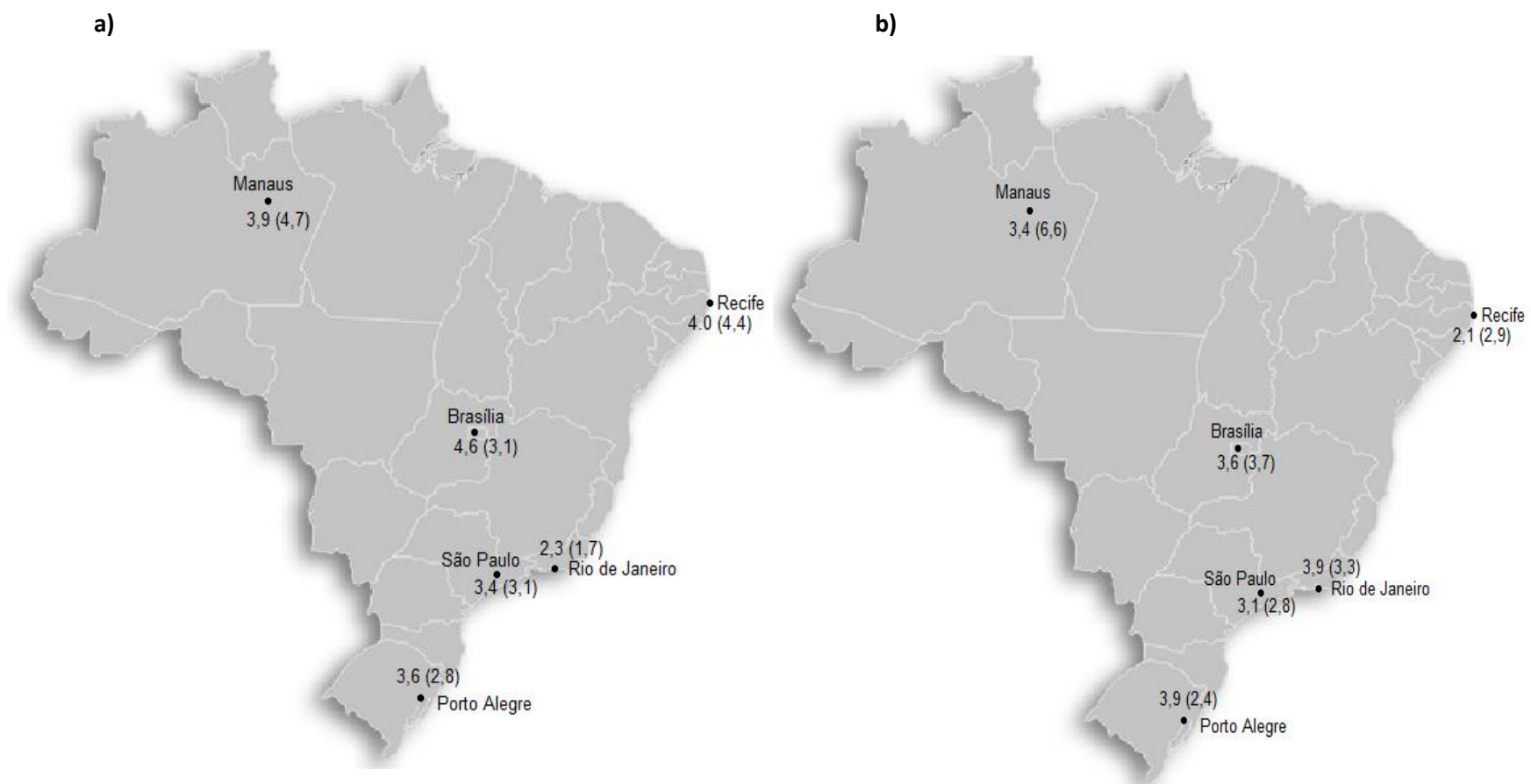


Figura 3.1 - Valores médios (desvio Padrão), para as várias estações, do número anual de OC para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).

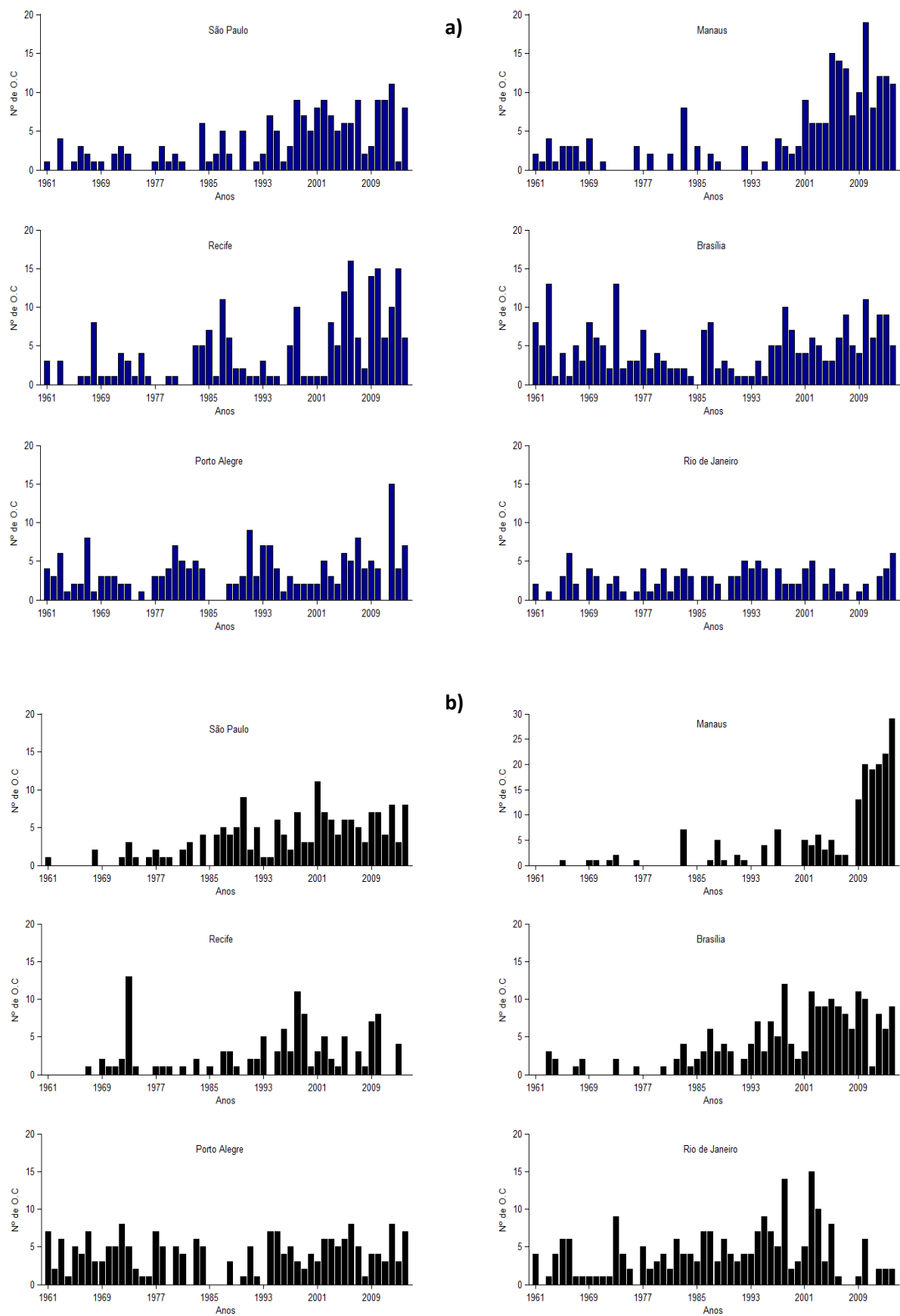


Figura 3.2 - Número anual de OC para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).

- Comparação de índices:

A tabela 3.1 apresenta uma comparação entre as várias estatísticas estabelecidas com os dois índices usados. Verifica-se que o índice **CTX90pct**, apresenta relativamente ao índice **CTN90pct**, um maior nº médio anual de **OC** assim como uma maior percentagem de anos do período 1961-2014 com ocorrência de **OC**, com a exceção das cidades do Rio de Janeiro e de Porto Alegre. As maiores diferenças de resultados entre índices observam-se para as cidades de Recife e Brasília o que parece evidenciar que, para estas cidades, se observaram, ao longo do período de análise, um maior número de períodos prolongados com anomalias significativas de temperatura máxima que anomalias significativas de temperatura mínima. No que toca a valores de desvio padrão, as diferenças entre índices são mais evidentes para as cidades de Manaus, Recife e Rio de Janeiro, sendo que, em relação ao índice **CTN90pct**, os valores mais elevados são observados para Manaus. No caso de Manaus tal diferença é explicada pelo facto do índice **CTN90pct** apresentar um aumento mais acentuado, do que o índice **CTX90pct**, do nº anual de **OC** registadas a partir de 2009. A diferença do nº de anual de **OC** entre o período pré e pós 2009 é bastante significativa.

Por observação da Fig. 3.2, verifica-se ao longo do período de estudo, entre os dois índices, algumas diferenças na evolução do nº anual de **OC**. Apenas São Paulo apresenta um comportamento semelhante dos valores obtidos por ambos os índices ao longo do período de análise. As maiores diferenças observam-se para as cidades de Recife, de Brasília e do Rio de Janeiro. No caso de Recife, não há por parte do índice **CTN90pct**, um acréscimo claro do nº anual de **OC** após a viragem do século, como o verificado com o índice **CTX90pct**, particularmente a partir do ano de 2003. Em Brasília observam-se valores muito baixos ou mesmo inexistentes do nº anual de **OC** por parte do índice **CTN90pct** durante quase toda a primeira metade do período, o que contrasta, claramente, com o observado para o índice **CTX90pct**. Já no caso do Rio de Janeiro, o índice **CTN90pct** na primeira metade do século XX e na última década apresenta, maiores valores anuais de períodos em **OC**.

Tabela 3.1 - Comparação entre índices de valores médios do nº anual de OC, desvio padrão do nº anual de OC, percentagem do nº de anos em relação ao período 1961-2014 com ocorrência de OC e valores máximos de OC registadas num só ano.

| Estação | Média NºAnual de OC | | Desvio Padrão Nº Anual de OC | | % Anos (1961-2014) com OC | | Nº max. De OC num só ano | |
|------------|---------------------|----------|------------------------------|----------|---------------------------|----------|--------------------------|----------|
| | CTX90pct | CTN90PCT | CTX90pct | CTN90PCT | CTX90pct | CTN90PCT | CTX90pct | CTN90PCT |
| Manaus | 3,9 | 3,4 | 4,7 | 6,6 | 69 | 50 | 19 | 29 |
| Recife | 4,0 | 2,1 | 4,4 | 2,9 | 85 | 65 | 16 | 13 |
| Brasília | 4,6 | 3,6 | 3,1 | 3,7 | 98 | 72 | 13 | 12 |
| São Paulo | 3,4 | 3,1 | 3,1 | 2,8 | 81 | 76 | 11 | 11 |
| R. Janeiro | 2,3 | 3,9 | 1,7 | 3,3 | 80 | 91 | 6 | 15 |
| P. Alegre | 3,6 | 3,9 | 2,8 | 2,4 | 89 | 87 | 15 | 8 |

3.1.2. Duração das ondas de calor

- Aplicação do índice CTX90pct:

Com base no índice CTX90pct, observa-se que, salvo no caso de Brasília, a duração mais frequente das OC foi de 3 dias (Fig. 3.3 e tabela 3.2). Em todas as estações, com exceção de Brasília, o nº de OC com duração de 4 dias sofre uma redução de mais de 30% em comparação com o nº de OC com duração de 3 dias. Brasília com o registo de 253 eventos, corresponde à cidade com maior número total de OC observado. Manaus, com 214 OC registadas no total, apesar de não ser a cidade com maior nº de OC identificadas, é a estação que regista maior número de episódios com duração de 3 dias. Os eventos mais longos foram registados nas cidades de São Paulo, Manaus e Recife sendo que esta última registou um evento com duração de 21 dias. Recife foi ainda a estação com maior número de OC observadas com duração superior a 6 dias (30 eventos), seguida pela cidade de Brasília (29 eventos). Já a cidade do Rio de Janeiro é a cidade com menos OC registadas sendo que não apresenta nenhuns eventos com duração superior a 6 dias. O episódio de duração máxima para a cidade do Rio de Janeiro fica-se pelos 6 dias, valor este que é bastante baixo quando comparado com os observados para cidades como Recife, Manaus e São Paulo.

- Aplicação do Índice CTN90pct:

Uma análise equivalente com o índice CTN90pct (Fig. 3.3 e tabela 3.2), permite verificar que a duração mais frequente de OC foi de 3 dias. Neste caso a cidade do Rio de Janeiro passa a ser a cidade que apresenta o valor mais elevado do nº total de OC bem como a cidade com maior nº de OC com duração de 3 dias, totalizando 116 eventos. Por outro lado o Rio de Janeiro, a par de Porto Alegre, passa a ser uma das cidades com maior número de OC com duração superior a 3 dias (100 eventos). A cidade com menor número total de OC registadas com este índice é Recife, sendo esta também a cidade com menor valor de eventos com duração de 3 dias. Quanto à duração máxima, as cidades de Brasília e do Rio de Janeiro verificaram os eventos com maior duração, no valor de 23 e 24 dias respetivamente.

Tabela 3.2 - Comparação entre dados retornados por ambos os índices para a duração das Ondas de Calor registadas.

| Estação | Total OC registadas | | OC de 3 dias | | OC de 4-6 dias | | OC > 6 dias | | Max. Duração OC | |
|------------|---------------------|-------|--------------|-------|----------------|-------|-------------|-------|-----------------|-------|
| | CTX90 | CTN90 | CTX90 | CTN90 | CTX90 | CTN90 | CTX90 | CTN90 | CTX90 | CTN90 |
| Manaus | 214 | 186 | 112 | 67 | 84 | 77 | 18 | 48 | 18 | 20 |
| Recife | 209 | 116 | 99 | 73 | 80 | 42 | 30 | 1 | 21 | 7 |
| Brasília | 253 | 197 | 106 | 107 | 118 | 75 | 29 | 15 | 15 | 23 |
| S. Paulo | 187 | 169 | 94 | 84 | 77 | 76 | 16 | 9 | 18 | 12 |
| R. Janeiro | 127 | 216 | 90 | 116 | 37 | 80 | 0 | 20 | 6 | 24 |
| P. Alegre | 195 | 210 | 108 | 102 | 74 | 87 | 13 | 21 | 9 | 18 |

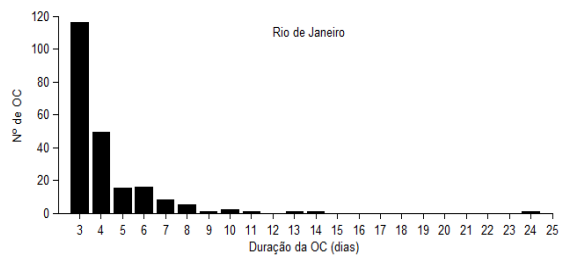
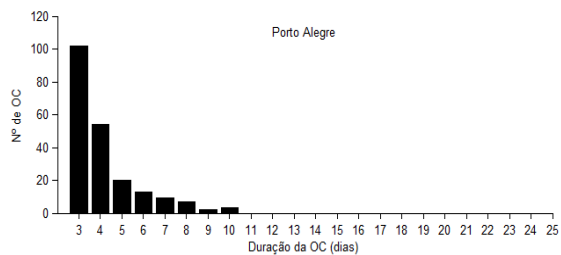
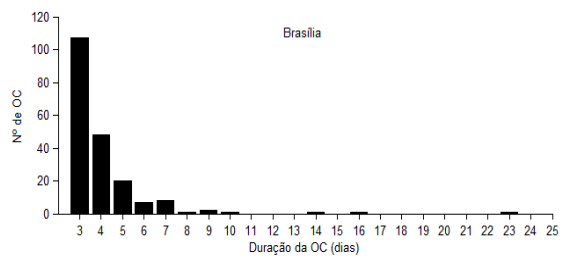
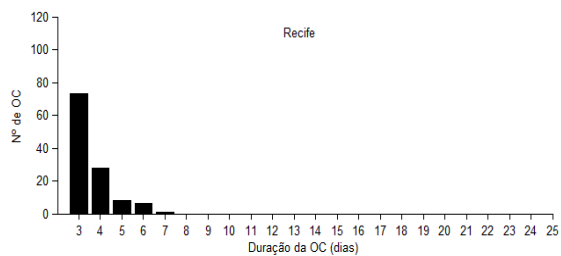
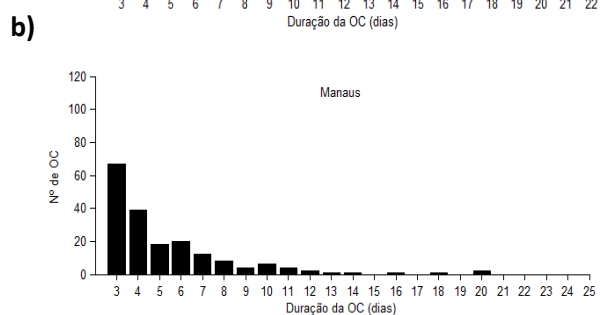
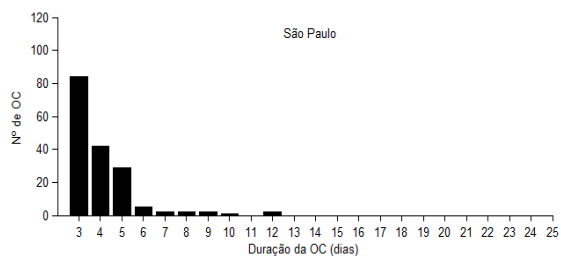
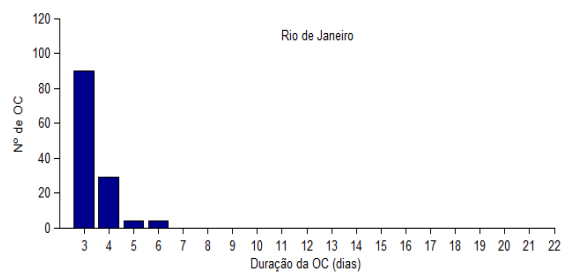
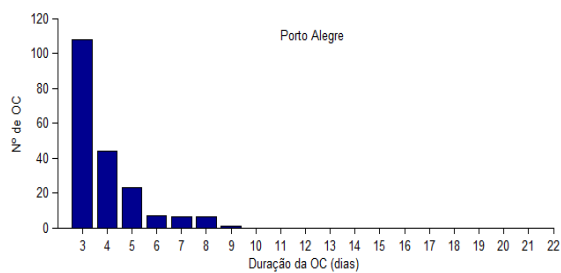
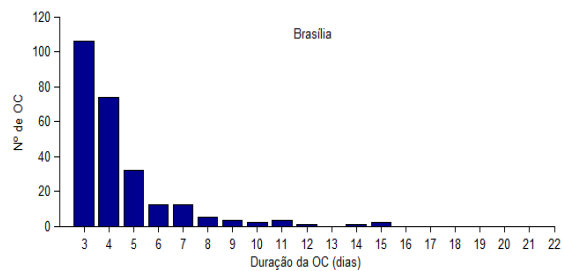
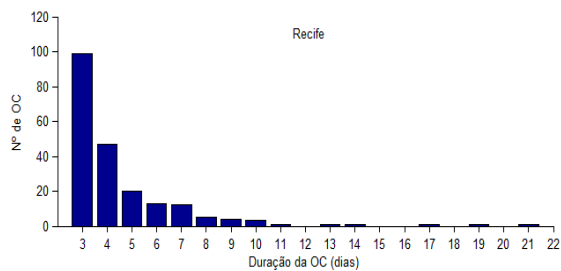
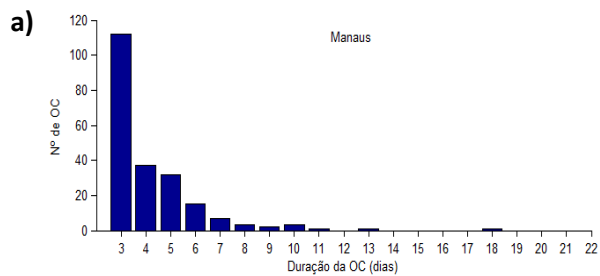
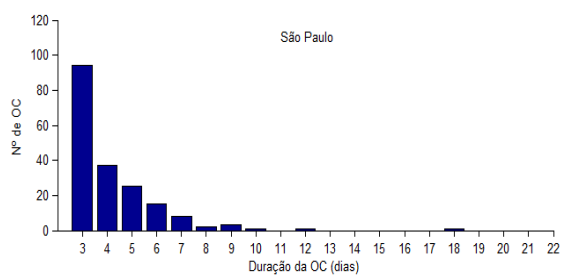


Figura 3.3 - Histograma de duração dos episódios de OC registrados para o índice CTX90pct(a) e para o índice CTN90pct (b).

3.1.3. Número anual de dias em onda de Calor

Por inerência, o nº anual de dias em **OC** é um valor que depende diretamente do nº anual de **OC** e da duração de cada episódio, pelo que o estudo do nº de dias anual em modo de **OC** resulta do somatório destas duas características já analisadas anteriormente.

- Aplicação do índice CTX90pct:

Como seria espectável, Brasília, tendo sido a cidade com maior nº de **OC** registadas, bem como a cidade com maior nº de **OC** com duração superior a 3 dias (ver tabela 3.2), regista, em média, o maior nº anual de dias em **OC**, cerca de 20,5 dias por ano (Fig. 3.4). Por análise da Fig. 3.4 e da tabela 3.3 observa-se que as cidades de Recife e Manaus registam os segundos e terceiros maiores valores médios com 17,6 e 16,6 dias em **OC** por ano, respetivamente. São Paulo e Porto Alegre, registam um número médio de dias em **OC** por ano semelhante, com 14,5 e 14,0 dias, respetivamente. Rio de Janeiro sendo a cidade com menos períodos de **OC** identificados e sendo também a cidade onde os eventos, em média, tiveram uma duração inferior, foi, consequentemente, a cidade que registou uma média anual de dias em **OC** inferior, cerca de 7.8 dias por ano.

Em termos de variabilidade do nº de dias anual em **OC** ao longo do período 1961-2014 e à semelhança do verificado para o nº anual de **OC**, Recife e Manaus são as cidades com maiores valores de desvio padrão do nº anual de dias em **OC**. Para este parâmetro de variabilidade a cidade do Rio de Janeiro, volta, igualmente, a registar os menores valores.

Analisando a Fig. 3.5 e comparando-a com a Fig. 3.2 observa-se, ao longo do período 1961-2014, um comportamento semelhante entre a evolução do nº anual de **OC** e a evolução do nº anual de dias em **OC**. Nesse sentido vale a pena salientar o facto da década de 1970 ter correspondido ao período onde se concentraram em todas as cidades, os anos com menor nº de dias em **OC** e, inclusive, os anos sem qualquer registo de **OC**. O último terço do período de análise corresponde, com exceção da cidade Rio de Janeiro, a um período de aumento significativo do nº de dias anual em **OC**. Este aumento é mais significativo para os casos de São Paulo, Manaus e Recife, com esta última cidade a registar, inclusive, no ano de 2010, o recorde de nº de dias em **OC** somando no total 88 dias. É interessante também verificar que, exceto em Brasília, os anos de ocorrência de maior nº dias de **OC** correspondem ao período recente compreendido entre 2010 e 2014.

- Aplicação do índice CTN90pct:

Em termos médios, Manaus aparece como a cidade com o maior nº médio anual de dias em **OC**, cerca de 18,5 dias com base no índice **CTN90pct**. Recife é a cidade onde se registam os menores valores, ao contrário do verificado com o índice **CTX90pct**, estando esse contraste associado ao observado aquando da análise do nº anual de **OC**. Segundo este índice e à semelhança do verificado para o nº anual de **OC**, Porto Alegre e o Rio de Janeiro voltam a ser as cidades com maior nº médio de dias anual em regime de **OC**. Tal indica, que nesta região os períodos de **OC** promovidos por anomalias de temperaturas mínimas são mais comuns que os períodos associados a valores anómalos de temperaturas máximas (Fig. 3.4 e tabela 3.3).

No que toca à variabilidade dos valores do nº de dias anual em **OC**, à semelhança do verificado para o nº anual de **OC**, Manaus volta a ser a cidade com maiores valores de desvio padrão apresentado Recife os menores valores (Fig. 3.4 e tabela 3.3).

Comparando com a evolução ao longo do período de análise do nº anual de **OC**, em todas as cidades (Fig. 3.2), o comportamento anual do nº de dias em **OC** (Fig. 3.5) é bastante semelhante, pelo que, Manaus regista valores extremamente elevados a partir de 2009 atingindo em 2014 o máximo do nº de dias em **OC** num só ano, com a observação, de 191 dias em condições de calor extremo. Ao contrário do verificado para o índice **CTX90pct**, os anos de ocorrência de maior nº de dias em regime de **OC**, não se concentram no período após o ano de 2009.

Tabela 3.3 – Comparação entre os dois índices e para as várias, de valores médios, desvio padrão do nº anual de dias em OC bem como de valores máximos de dias por ano em regime de OC.

| Estação | Média Nºdias anual em OC | | Desvio Padrão Nºdias anual em OC | | Nºmáx. de dias por ano em OC registado (Ano da ocorrência) | |
|-----------|--------------------------|----------|----------------------------------|----------|--|----------------|
| | CTX90pct | CTN90pct | CTX90pct | CTN90pct | CTX90pct | CTN90pct |
| Manaus | 16,6 | 18,1 | 21,0 | 39,0 | 74 (2010) | 191 (2014) |
| Recife | 17,6 | 7,7 | 22,6 | 10,8 | 88 (2010) | 48 (1973) |
| Brasília | 20,5 | 14,1 | 15,9 | 17,2 | 76 (1963) | 80 (1998) |
| São Paulo | 14,5 | 12,5 | 14,1 | 12,7 | 50 (2014) | 47 (2001) |
| R.Janeiro | 7,8 | 16,7 | 6,1 | 16,6 | 26(2014) | 97(1998) |
| P.Alegre | 14,0 | 16,1 | 12,3 | 11,4 | 69 (2012) | 58 (1972/2012) |

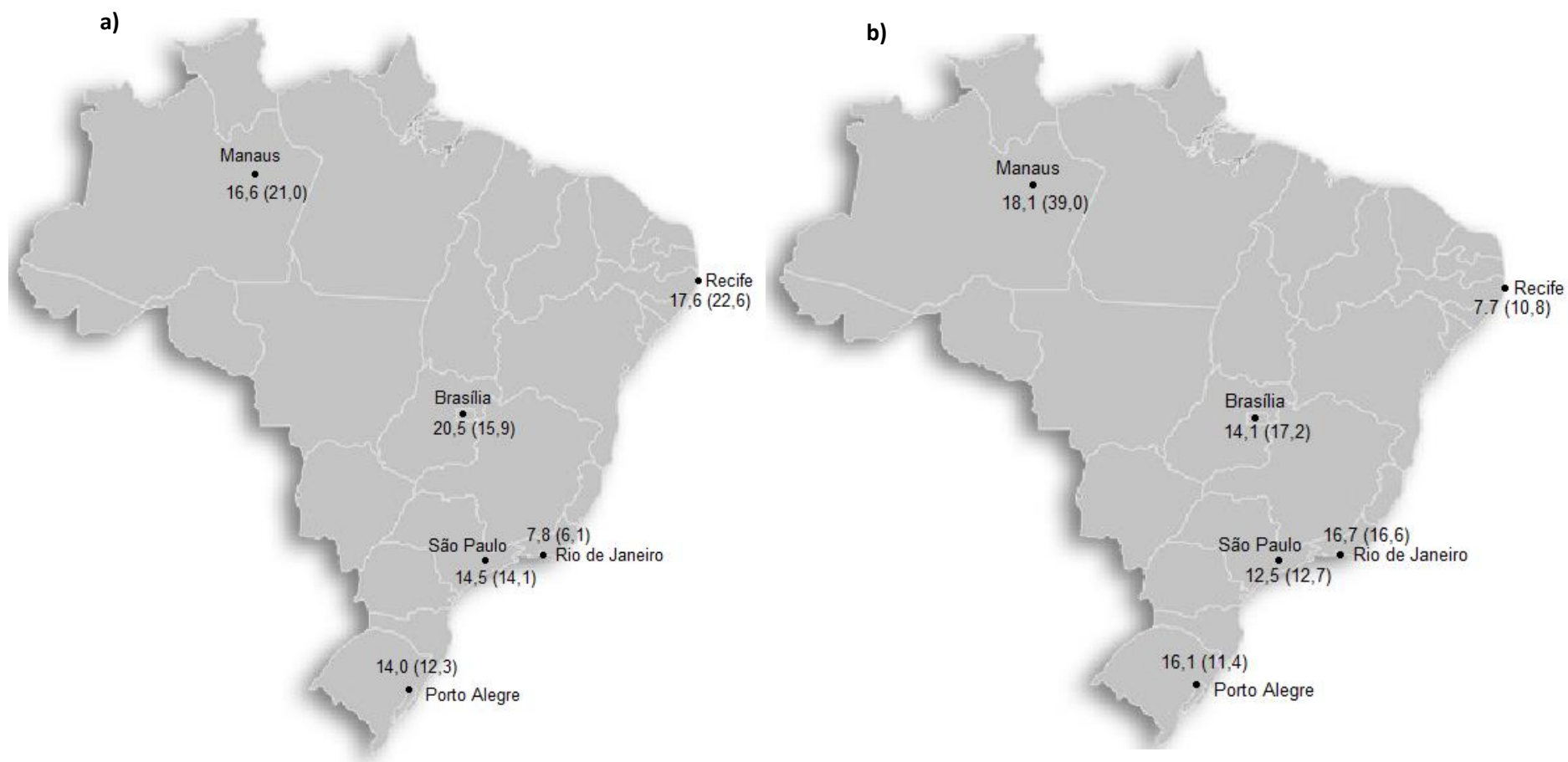


Figura 3.4 - Valores médios (desvio Padrão), para as várias estações, do número anual de dias em OC para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).

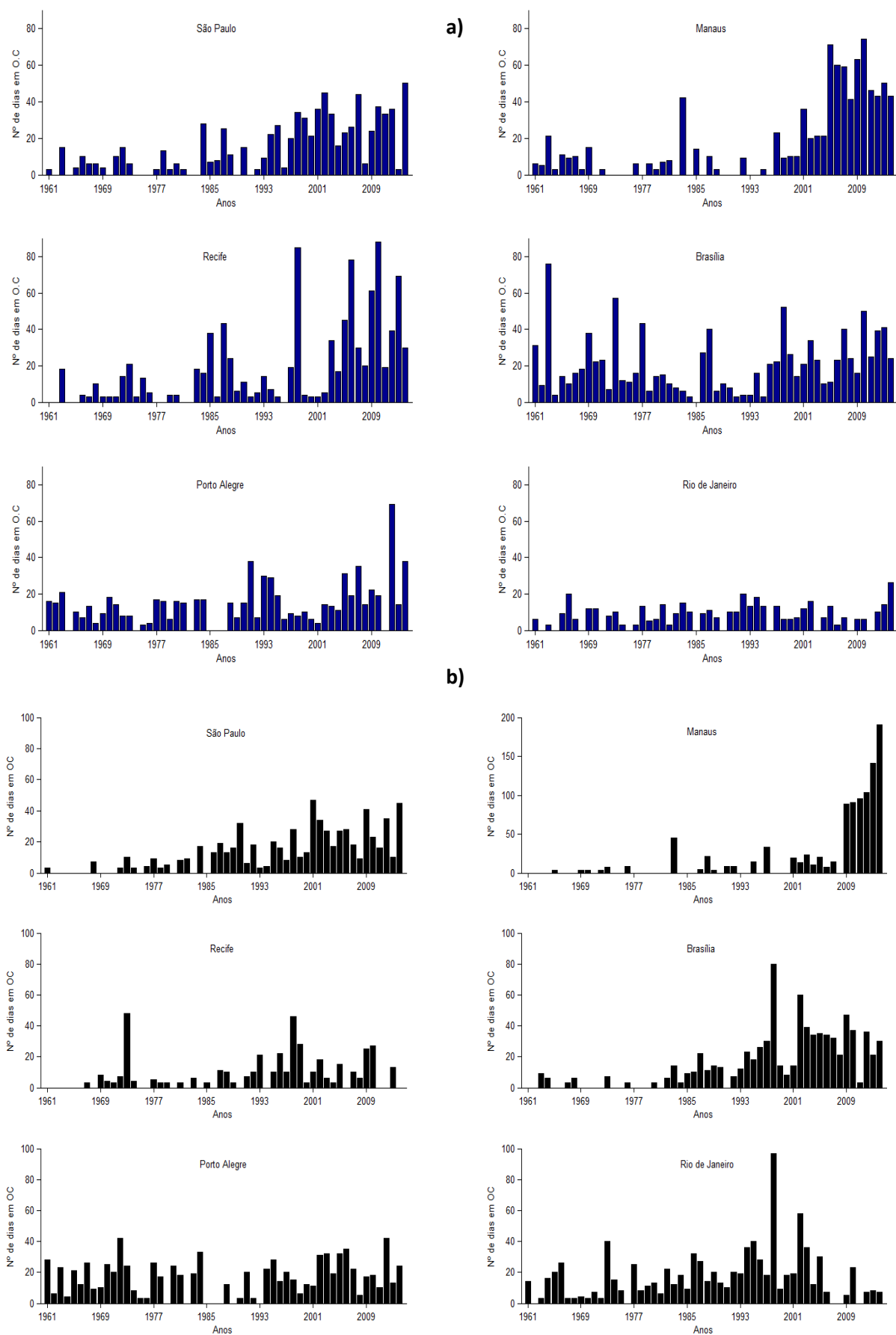


Figura 3.5 - Número anual de dias em OC para o índice CTX90pct (a) e para o índice CTN90pct (b).

3.2. Variabilidade sazonal

Por análise da Fig. 3.6, observa-se que, para todos os meses, o índice **CTX90pct** apresenta um maior número de episódios de **OC** quando comparado com o índice **CTN90pct**. Há entre ambos uma concordância bastante razoável da variabilidade de mês para mês, na medida em que, a um aumento (diminuição) do nº de **OC** relativamente ao mês precedente apresentado por um dos índices, corresponde igualmente um aumento (diminuição) do nº de casos registado pelo outro índice.

Para ambos os índices, por análise da Fig. 3.6 e da tabela 3.4, verifica-se que o nº de **OC** observadas em todas as seis estações no total do período de análise, varia relativamente pouco de mês para mês. Não se observa assim, um grande contraste de valores entre as estações de verão e inverno como porventura seria de esperar tendo em conta as expectativas que temos associadas ao termo Onda de Calor. Mesmo assim observa-se que os meses de outono/inverno foram os meses em que se registaram, em média, maior nº de **OC**. Os meses com menor nº de **OC** foram os meses de primavera seguidos pelos meses de verão, com a exceção do mês de Agosto que foi o mês que presenciou maior nº de **OC** com ambos os índices (Fig. 3.6). Tendo em conta que os meses de Junho e Julho registaram valores relativamente baixos do nº de **OC**, o facto de Agosto ter sido o mês com maior nº de **OC** observado para ambos os índices, contribuiu, em grande medida, para que a estação de Inverno apresente um nº de eventos relativamente elevado (ver tabela 3.4).

Relativamente ao índice **CTX90pct** observa-se que é durante o mês de Dezembro que se registam menos episódios de **OC**. Já no que diz respeito ao índice **CTN90pct** o correspondente mínimo é observado durante o mês de Novembro.

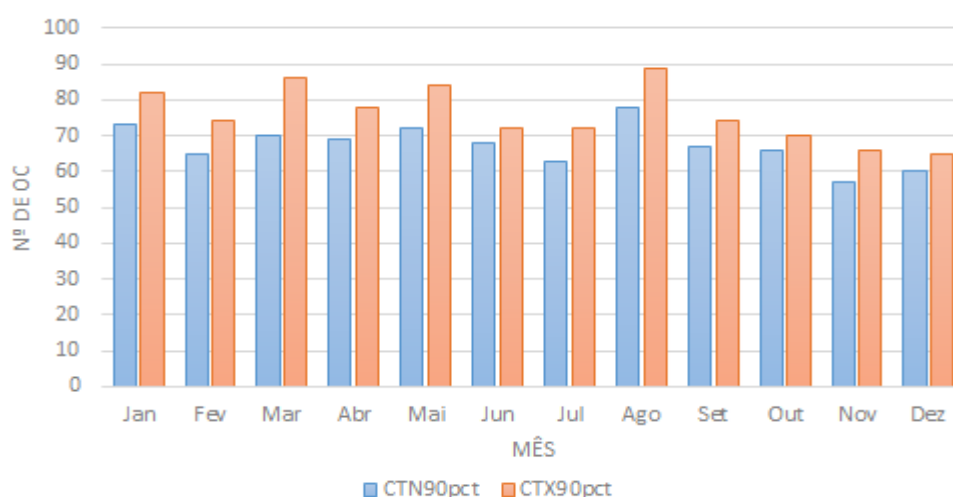


Figura 3.6 – Nº total de Ondas de Calor registadas em cada mês para ambos os índices considerando todas as 6 estações.

De acordo com a tabela 3.4 a cidade de São Paulo regista, para ambos os índices, maior nº de **OC** durante o período de outono enquanto que o menor número de episódios é observado durante a primavera. Para esta cidade o mês de Agosto apresenta-se como aquele onde se verificam valores bastante elevados do nº de **OC** registados (Fig. 3.7), estando este comportamento mais vincado para os resultados obtidos com o índice **CTX90pct**. O mês de Janeiro apresenta-se como o mês com maior nº

de **OC** observado segundo o índice **CTN90pct**. Os meses de Outubro, Novembro, Maio, Junho e Julho são os meses com menor registo de episódios de **OC** com ambos os índices.

No que toca à cidade de Manaus verifica-se durante todos os meses um maior nº de **OC** tendo por base o índice **CTX90pct**, sendo que os meses com maior registo concentram-se no outono para ambos os índices. Para o índice **CTN90pct** há igualmente o registo de um nº elevado de **OC** durante o verão, com 31.3% do total de eventos identificados a ocorrerem durante os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro (tabela 3.4). Para o índice **CTN90pct** os meses de primavera e inverno são aqueles onde se registam bastante menos períodos de **OC** (Fig 3.7).

Para a cidade do Recife verifica-se, em geral, que o índice **CTX90pct** implica um maior número de **OC** que o índice **CTN90pct** (Fig. 3.7). Segundo o índice **CTX90pct**, Recife regista maior nº de **OC** durante os meses verão nomeadamente durante Dezembro e Janeiro. Pelo contrário é durante o inverno, particularmente durante o mês de Junho, que são observados valores mais baixos do número de **OC**. Em relação ao índice **CTN90pct** são registados mais eventos de **OC** durante a Primavera e menos episódios durante os meses de inverno (tabela 3.4).

Para a cidade de Brasília são registados mais períodos de **OC** durante o outono particularmente durante o mês de Março com base no índice **CTX90pct**, ao invés do índice **CTN90pct**, onde o maior nº de **OC** é observado durante os meses de inverno, nomeadamente durante o mês de Agosto (Fig. 3.7 e tabela 3.4).

A cidade com o ciclo sazonal mais contrastante corresponde a Porto Alegre uma vez que apresenta maior nº de **OC** durante o período de Inverno sendo que tal facto é observado para ambos os índices (Fig. 3.7 e tabela 3.4). Já o mês com o menor nº de episódios para o índice **CTX90pct** é registado durante o verão, no mês de Dezembro.

Finalmente em relação à cidade do Rio de Janeiro, é de referir a particularidade de ser a única cidade em que todos os meses há a identificação e registo de maior nº de eventos extremos de calor por parte do índice **CTN90pct** do que por parte do índice **CTX90pct** (Fig. 3.7). De igual forma é interessante observar-se que a cidade do Rio de Janeiro (a par com Manaus) regista uma evolução mais díspar dos valores calculados entre os dois índices. É durante a Primavera, nomeadamente durante o mês de Novembro que, para ambos os índices, se registaram menos episódios de **OC**. É ainda interessante verificar que o número de **OC** detetado com base no índice **CTX90pct** varia bastante menos ao longo do ano que o correspondente ciclo calculado com base no índice **CTN90pct**.

Tabela 3.4 – Percentagens, para cada cidade e para ambos os índices, em relação ao nº total, do nº de eventos de **OC** registados em cada estação do ano.

| | CTX90pct | | | | CTN90pct | | | |
|-----------|-----------------|--------|---------|-----------|-----------------|--------|---------|-----------|
| | Verão | Outono | Inverno | Primavera | Verão | Outono | Inverno | Primavera |
| | DJF(%) | MAM(%) | JJA(%) | SON(%) | DJF(%) | MAM(%) | JJA(%) | SON(%) |
| S.Paulo | 27,2 | 26,6 | 24,1 | 22,1 | 29,1 | 24,3 | 25,0 | 21,6 |
| Manaus | 21,9 | 30,5 | 25,8 | 21,8 | 31,3 | 32,8 | 16,4 | 19,5 |
| Recife | 31,3 | 24,6 | 20,2 | 23,9 | 23,7 | 24,7 | 19,3 | 32,3 |
| Brasília | 24,4 | 26,8 | 24,9 | 23,9 | 21,8 | 23,2 | 28,5 | 26,5 |
| P.Alegre | 18,2 | 29,2 | 29,8 | 22,8 | 21,8 | 26,2 | 31,8 | 20,2 |
| R.Janeiro | 23,3 | 25,0 | 28,4 | 23,3 | 23,7 | 28,4 | 25,4 | 22,5 |
| Média | 24,4 | 27,1 | 25,5 | 23,0 | 26,5 | 26,6 | 24,4 | 23,8 |



Figura 3.7 - Nº total de Ondas de Calor registradas em cada mês, para ambos os índices, em relação a São Paulo (a), Manaus (b), Recife (c), Brasília (d), Porto Alegre (e), Rio de Janeiro (f).

3.3. Tendências

Na presente secção do estudo, foram calculados valores de tendência no que diz respeito ao nº anual de dias em condições de **OC** e no que toca à duração dos episódios identificados. Em relação ao nº anual de dias em **OC**, os valores de tendência foram calculados em relação a três períodos distintos, a saber o período 1961-2014 que corresponde ao período total de análise, o período de 1961-1980 e o período de 1980-2014. A escolha destes dois subperíodos (1961-1980;1980-2014) foi feita com base nos estudos que mostram que na maioria das regiões globo, se tem verificado um acréscimo mais acentuado das temperaturas a partir da década de 1980 (IPCC, 2014). Por outro lado, a pertinência da escolha destes subperíodos pode ser igualmente verificado por observação da evolução do nº anual de **OC** (Fig. 3.2) bem como do nº anual de dias em **OC** (Fig. 3.5), onde é possível verificar um aparente acréscimo dos valores referentes a estes parâmetros a partir dos anos 1980.

De referir que serão apresentados, em relação ao nº anual de dias em **OC**, valores de tendência calculados com base na definição e identificação de episódio de **OC** segundo os dois índices aqui utilizados. No cálculo e análise das tendências de duração dos episódios de **OC**, por forma a não prolongar em demasia o presente estudo, optou-se pela definição e identificação de período de **OC** tendo como base a aplicação exclusiva do índice **CTX90pct**.

a) Número de dias em onda de Calor:

- Período 1961-2014:

As tendências do número de dias em **OC** relativamente ao período de 1961-2014 e para as diferentes cidades, são apresentadas na Fig. 3.8 e na tabela 3.5, tanto para os resultados obtidos por via da aplicação do índice **CTX90pct** (Fig. 3.8 a) como por via da aplicação do índice **CTN90pct** (Fig. 3.8 b). Numa primeira análise, verifica-se, em relação a ambos os índices, que os valores de tendência, para este período, indicam-nos um aumento do nº de dias em **OC** para todas as cidades, salvo para Porto Alegre, onde há um registo de uma pequena tendência negativa segundo o índice **CTN90pct**. As tendências obtidas por aplicação do índice **CTX90pct** para definição e identificação de períodos de **OC**, apresentam maior número de valores estatisticamente significativos que os resultados obtidos por via da utilização do índice **CTN90pct**. Observa-se assim, relativamente ao índice **CTX90pct** que, salvo Brasília e Rio de Janeiro, todas as cidades registaram tendências positivas estatisticamente significativas. Já com base no índice **CTN90pct**, apenas São Paulo e Brasília apresentam valores de tendência estatisticamente significativos o que nos indica uma evolução não tão pronunciada das temperaturas mínimas neste período, por comparação com as temperaturas máximas.

Manaus e Recife apresentam-se como as cidades com maiores valores de tendência, a registarem um aumento de 7 a 8 dias por década em regime de **OC**, sendo que ambos os valores são estatisticamente significativos. Em relação a estas duas cidades, o índice **CTN90pct** retorna valores de tendência positivos, contudo, estatisticamente não significativos, sendo que Manaus é, de todas as cidades, aquela que regista maior tendência, apresentando um valor superior a 12 dias por década. Contudo é de notar que este valor para a cidade de Manaus apesar de ser bastante elevado é estatisticamente não significativo, sendo que tal deve-se à grande variabilidade da série do nº de dias anual em **OC** ao longo

do período de análise. Esta grande variabilidade é explicada pelo grande contraste de valores deste parâmetro observado antes e após o ano de 2009 (Fig. 3.5). Já a cidade Recife, ao contrário dos resultados do índice **CTX90pct**, registra uma tendência positiva bastante baixa e estatisticamente não significativa, de aproximadamente 1,5 dias por década. São Paulo apresenta valores de tendência positivos e significativos para ambos os índices no entanto, é com base no índice **CTX90pct** que se registam os maiores valores. A cidade do Rio de Janeiro apresenta valores de tendência iguais e não significativos para ambos os índices (0,7 dias por década). A cidade de Brasília, por aplicação do índice **CTN90pct** apresenta valores de tendência positivos do nº de dias em **OC** mais elevados (6 dias por década). Por fim, Porto Alegre apresenta um acréscimo positivo apenas relativamente ao índice **CTX90pct**, pois em relação ao índice **CTN90pct**, há o registo, estatisticamente não significativo, de uma tendência negativa do nº de dias em **OC** (aproximadamente 0,1 dias por década).

- Período 1961-1980:

Por análise da Fig. 3.9 e da tabela 3.5, observa-se que, para ambos os índices, não são obtidos valores de tendência do nº de dias de **OC** estatisticamente significativos. Em relação ao índice **CTX90pct** são observados em geral valores negativos salvo para as cidades de Recife e Rio de Janeiro que registam aumentos muito pouco pronunciados (0,7 e 1,4 dias por década respetivamente). Em termos de tendências negativas, Manaus e Brasília são as cidades que registam maiores valores, já as cidades de São Paulo e Porto Alegre, verificam valores relativamente baixos.

No que toca à análise do nº de dias em **OC** com base nos valores de temperatura mínima diária (**CTN90pct**), observa-se uma tendência positiva generalizada, situação diferente da obtida com base no índice **CTX90pct**. De facto com exceção da cidade de Brasília, todas as outras cidades registam aumentos do nº de dias em **OC**, com os valores mais intensos a serem registados na cidade de Porto Alegre. Por outro lado as cidades de Manaus e do Rio de Janeiro, mostram-se como sendo as cidades onde o aumento do nº de dias em **OC** identificados com base na ocorrência de valores extremos de temperatura mínima é mais baixo.

- Período 1981-2014:

Por análise dos valores de tendência obtidos para o período 1981-2014 presentes na Fig. 3.10 e na tabela 3.5, verifica-se que o aumento generalizado do nº de dias em **OC** registado para o período de 1961-2014 expresso na maioria das cidades e para ambos os índices é explicado pelos valores de tendência positivos relativamente elevados registados para o segundo subperíodo de 1981-2014. Assim por simples comparação com os valores obtidos para o período de 1961-1980, observa-se um panorama totalmente diferente, onde o crescimento do nº de dias em **OC** encontra-se presente de forma mais significativa. Durante este período, ambos os índices evidenciam para todas as cidades valores de tendências positivos, muitos deles estatisticamente significativos. É de salientar o caso de Manaus que se apresenta como a cidade que, durante este subperíodo, sofre o maior aumento do nº de dias em **OC**, independentemente do índice considerado. No caso da capital Brasília foram obtidos resultados semelhantes entre índices, registando valores positivos entre os 6 a 8 dias por década. Mais a sul, a cidade de São Paulo regista, igualmente, tendências positivas estatisticamente significativas e ligeiramente mais elevadas para o índice **CTX90pct**. A cidade de Porto Alegre, presenciou um aumento

bastante pronunciado e significativo do nº de dias em **OC** durante o período 1981-2014 com base no índice **CTX90pct**, em contraste com o período 1961-1980 onde são obtidos valores de tendência negativos. Finalmente a cidade do Rio de Janeiro é aquela que não apresenta grandes variações dos valores tendência entre índices e entre períodos de análise, apresentando, mais uma vez, valores positivos de tendência pouco pronunciados e estatisticamente não significativos.

Tabela 3.5: Valores de tendência do nº de dias em **OC** para ambos os índices, relativamente às várias estações e aos vários períodos considerados. A vermelho são representados os valores positivos e estatisticamente significativos, a laranja os valores positivos e estatisticamente não significativos e a azul os valores negativos e estatisticamente não significativos.

| | CTX90pct | | | CTN90pct | | |
|----------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| | 1961-2014 | 1961-1980 | 1981-2014 | 1961-2014 | 1961-1980 | 1981-2014 |
| Manaus | 7,9(S) | 3,7(NS) | 16,0(S) | 12,2(NS) | 0,7(NS) | 25,5(S) |
| Recife | 7,4(S) | 0,7(NS) | 11,3(S) | 1,5(NS) | 1,1(NS) | 1,9(NS) |
| Brasília | 1,0(NS) | 4,4(NS) | 7,3(S) | 6,0(S) | 0,8(NS) | 7,2(S) |
| São Paulo | 5,4(S) | 0,1(NS) | 8,0(S) | 5,3(S) | 1,9(NS) | 5,9(S) |
| Rio de Janeiro | 0,7(NS) | 1,4(NS) | 0,2(NS) | 0,7(NS) | 1,4(NS) | 0,2(NS) |
| Porto Alegre | 2,6(S) | 1,3(NS) | 5,1(S) | 0,1(NS) | 6,8(NS) | 2,0(NS) |

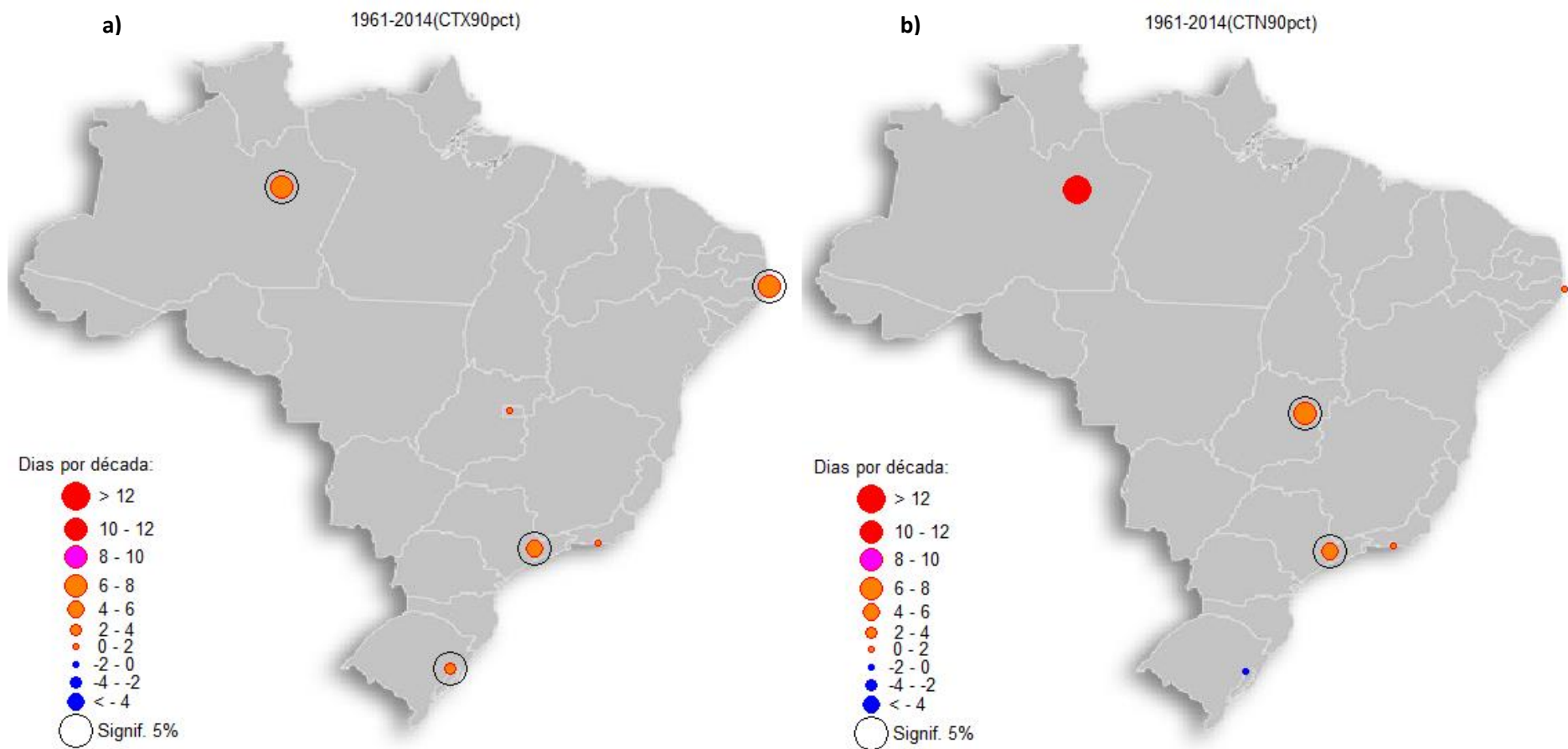


Figura 3.8 - Valores de tendência do nº anual de dias em OC relativos ao período de 1961-2014, para ambos os índices e em relação às várias estações.

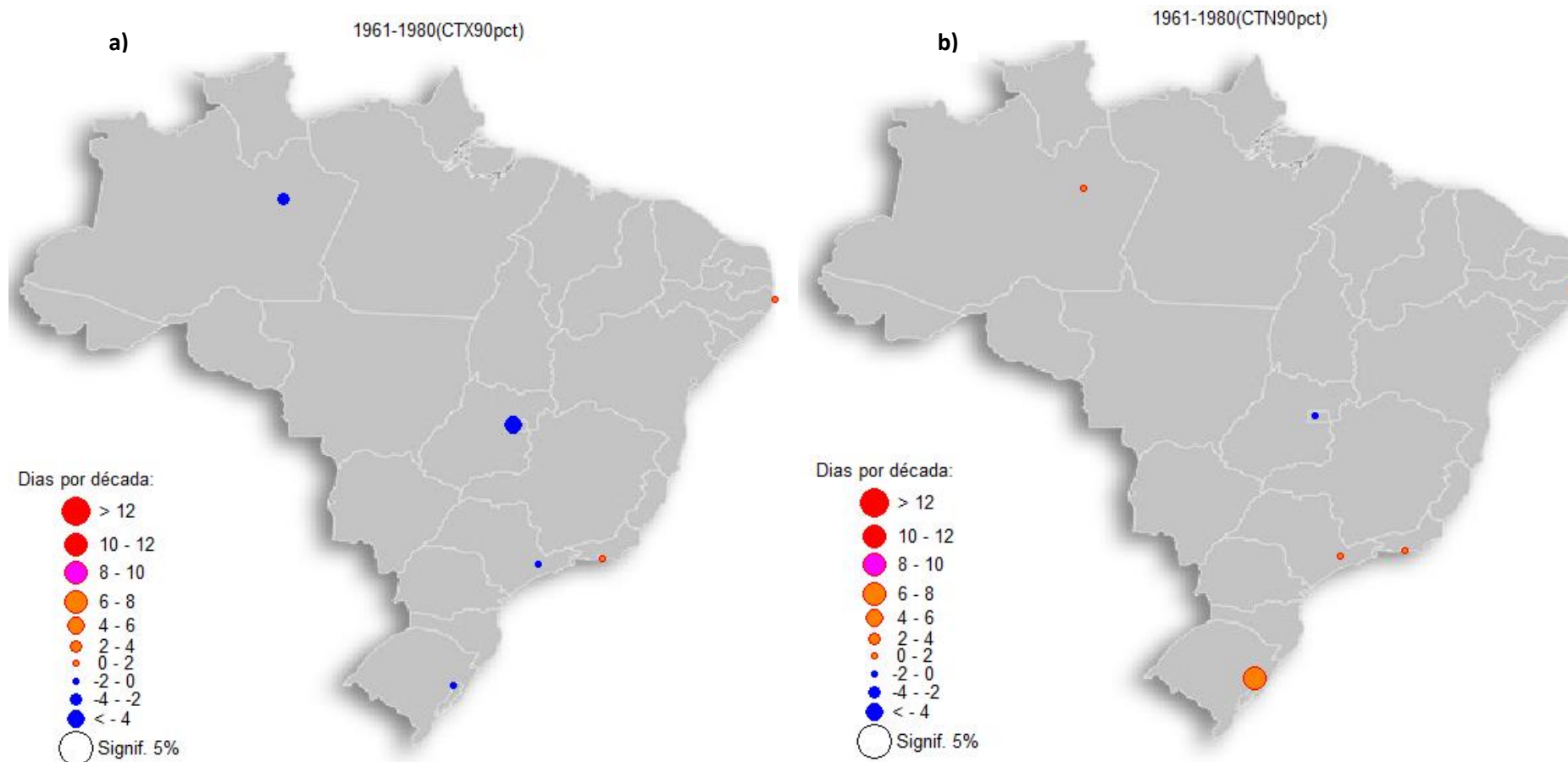


Figura 3.9 - Valores de tendência do nº anual de dias em OC relativos ao período de 1961-1980, para ambos os índices e em relação às várias estações.

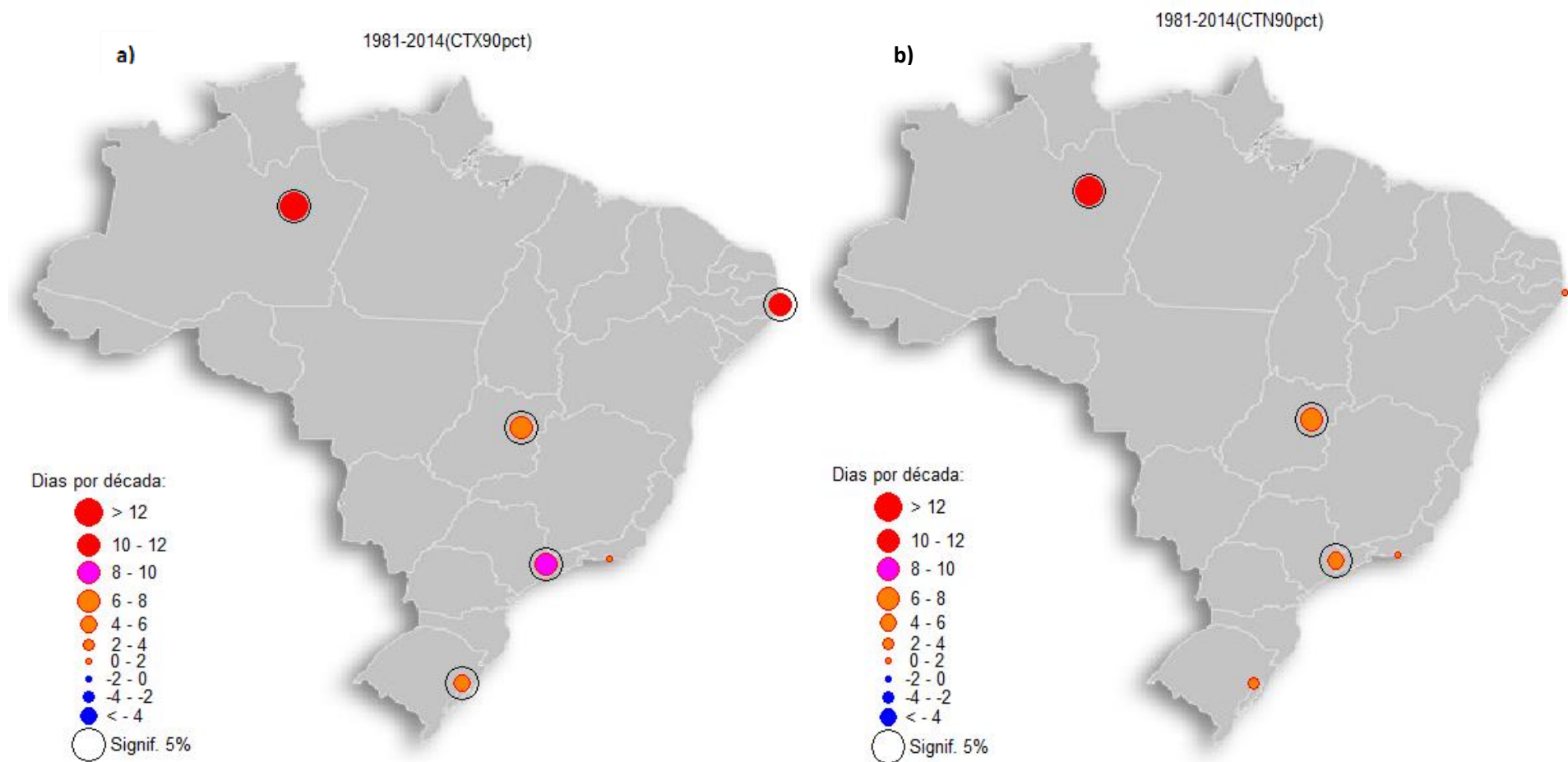


Figura 3.10 - Valores de tendência do nº anual de dias em OC relativos ao período de 1981-2014, para ambos os índices e em relação às várias estações.

b) Duração dos eventos de onda de Calor:

O estudo da evolução ao longo do período de 1961-2014 das durações dos eventos de **OC** relativos a cada cidade, foi feito com base na análise do registo de ocorrência de eventos classificados de acordo com o grau de severidade, sendo este por sua vez, definido com base na duração temporal dos episódios de **OC**. Este registo pode ser observado por análise da Fig. 3.11, onde, para cada cidade, são representados o nº de **OC** registados com duração de 3-6 dias (eventos moderados), de 6-10 dias (eventos graves) e duração superior a 10 dias (eventos extremos) relativos às décadas desde 1960. Como já anteriormente referido, a identificação e definição dos episódios de **OC** para este estudo, foi feita com base na utilização exclusiva do índice **CTX90pct**.

Por análise da Fig. 3.11 é possível verificar-se para as cidades de São Paulo, Manaus e Recife um aumento relativamente significativo ao longo do período de análise, nomeadamente a partir da década de 1980, do número total de eventos classificados como moderados e como graves. Durante as décadas de 1960 e 1970, o nº de eventos graves registados para estas três cidades, é bastante reduzido ou mesmo nulo, sendo que é durante o período 2001-2010 que há o registo do maior número de eventos com uma duração compreendida entre os 6-10 dias. De notar que, para as cidades de São Paulo, eventos tidos como extremos são registados apenas a partir da viragem do século, pois não há o registo de qualquer evento com duração superior a 10 dias para estas cidades durante o século XX. Posto isto, é razoável afirmar que para as cidades de São Paulo, Recife e Manaus há um apreciável aumento da extensão temporal dos episódios de **OC** nomeadamente a partir dos anos 1980.

Em contraste com este comportamento, a cidade de Brasília não regista um aumento da duração dos eventos de **OC** ao longo do período de análise, na medida em que o nº de eventos classificados como graves não sofre grandes flutuações. Eventos extremos são registados em todas as décadas consideradas com exceção da década de 1980. A cidade do Rio de Janeiro, segue sensivelmente o mesmo comportamento (Fig. 3.11), sendo que a par da cidade de Porto Alegre, não é registado qualquer episódio com duração superior a 10 dias. Em relação ainda à cidade do Rio de Janeiro, no que diz respeito ao registo de eventos moderados e graves, não se observa a presença de um acréscimo acentuado como o descrito anteriormente para as cidades de São Paulo, Manaus, Recife e Porto Alegre. De referir apenas que, eventos tidos como graves, são observados, para a cidade do Rio de Janeiro, apenas a partir da década de 1980, com o registo em média de 1 episódio por década com este grau de severidade. Nesse sentido, parece razoável afirmar-se que não há indícios de uma evolução concreta, quer de aumento, quer de diminuição, da duração dos eventos de **OC** para as cidades de Brasília e do Rio de Janeiro. A cidade de Porto Alegre regista eventos graves em todas as décadas, salvo durante a década de 1960, tendo sido registada uma apreciável tendência de aumento do número de eventos graves desde a década de 1980.

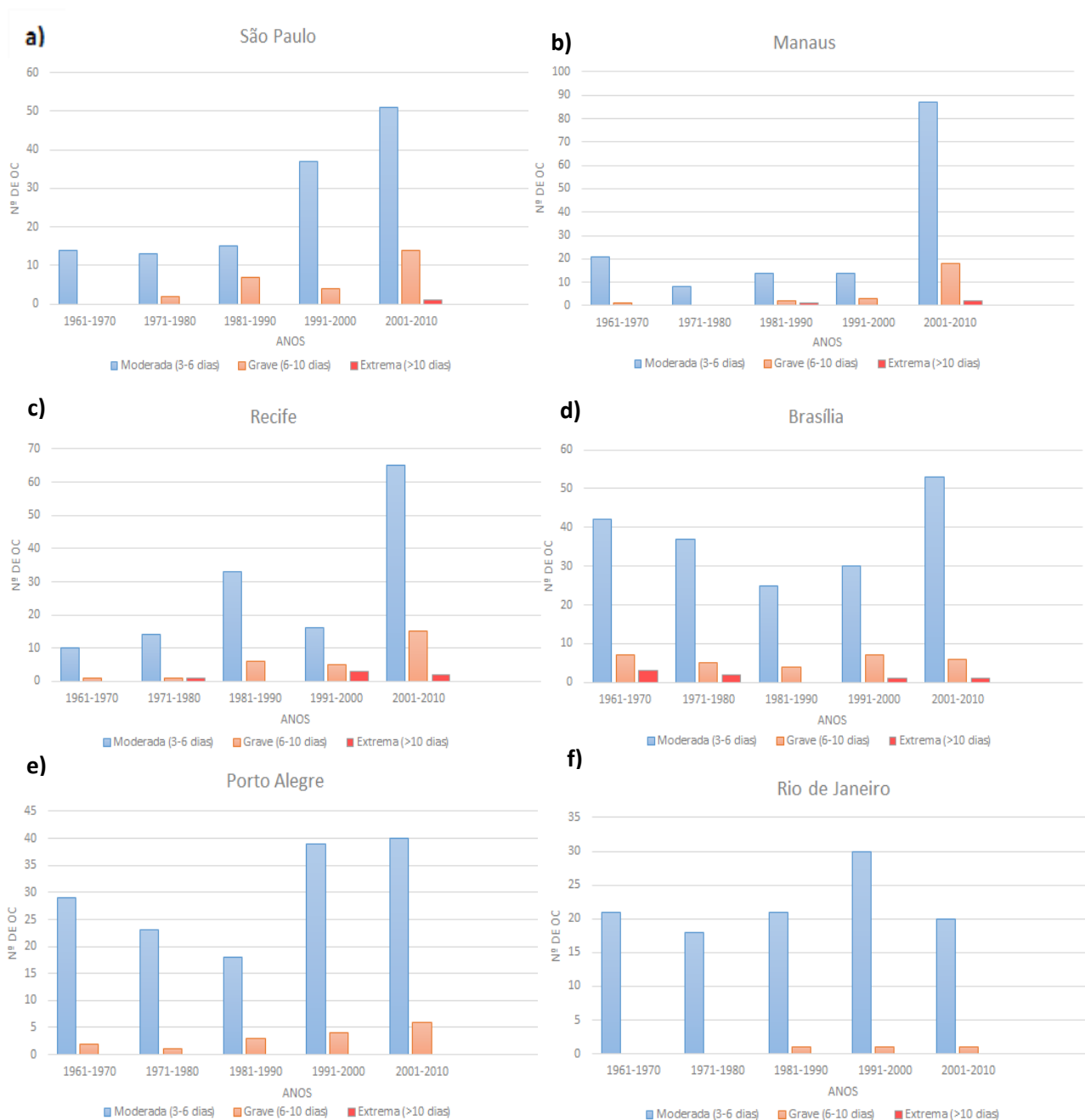


Figura 3.11 – Distribuição relativamente a cada cidade e durante os períodos da década de 60, 70, 80, 90, 2000-2010 e 2010-2014 do nº de eventos de onda de calor tidos como moderados, graves e extremos.

Capítulo 4

4. Caracterização sinóptica das ondas de calor

4.1. Identificação de episódios intensos

Para o estudo das condições sinópticas associadas à ocorrência de **OC** de verão no período 1979-2014 em relação a cada uma das cidades Brasileiras aqui consideradas, procedeu-se à identificação e posterior seleção dos episódios mais intensos. Como tal, consideraram-se, para cada cidade em específico, os episódios mais intensos, como os episódios cuja extensão temporal foi igual ao superior ao percentil 90 correspondente ao total das durações dos eventos identificados para cada cidade. Por forma a não prolongar em demasia o estudo, a identificação e definição de períodos de **OC** foi feita exclusivamente com base no índice **CTX90pct**.

Posto isto, para cada cidade em particular, o total de episódios intensos bem como a duração mínima destes encontra-se descrita na tabela 4.1. De salientar que este critério com base no percentil 90 usado para a definição da duração mínima dos episódios intensos de **OC**, permitiu a obtenção de valores de duração em torno dos 5/6 dias, valores estes próximos da definição *standart* para a duração de eventos de **OC** estabelecida pela WMO (“World Meteorological Organization”).

Tabela 4.1- Caracterização relativamente a cada cidade dos episódios especialmente intensos identificados.

| Cidade | Duração min. dos episódios intensos | Total de episódios intensos |
|----------------|--|------------------------------------|
| São Paulo | 6 dias | 10 |
| Manaus | 5 dias | 9 |
| Recife | 7 dias | 9 |
| Brasília | 7 dias | 7 |
| Porto Alegre | 6 dias | 6 |
| Rio de Janeiro | 4 dias | 10 |

4.2. Análise sinóptica das ondas de calor de verão

O objetivo desta secção é definir e analisar os padrões sinóticos associados às **OC** de verão (DJF) em cada região de estudo. Para isto, foram calculados compósitos (chamados compósitos médios de **OC**) de cada uma das variáveis meteorológicas, que consistem em médias aritméticas baseadas nos valores diários dos episódios intensos de **OC** de verão obtidos durante o período da reanálise compreendido entre 1979-2014. Os episódios intensos para cada cidade foram escolhidos tendo como base o critério indicado anteriormente.

Os campos de anomalia relativamente às diferentes variáveis meteorológicas apresentados e analisados de seguida, resultam da diferença de valores entre os compósitos médios de **OC** de verão e os valores médios de verão para as variáveis em questão (chamada climatologia de verão). Como exemplo, na Fig. 4.1, é possível observar-se para a cidade de São Paulo e para as variáveis **T850** e **H500**, o campo de anomalia (Fig. 4.1c) resultante da diferença entre o compósito médio de **OC** de verão (Fig. 4.2b) e a climatologia de verão para a região (Fig. 4.1a).

De referir ainda que, todos os campos de anomalias foram sujeitos a um teste de significância estatística, sendo que são apresentados nas figuras apenas os valores onde os compósitos são diferentes da climatologia com uma significância de 5% (ou nível de confiança de 95%).

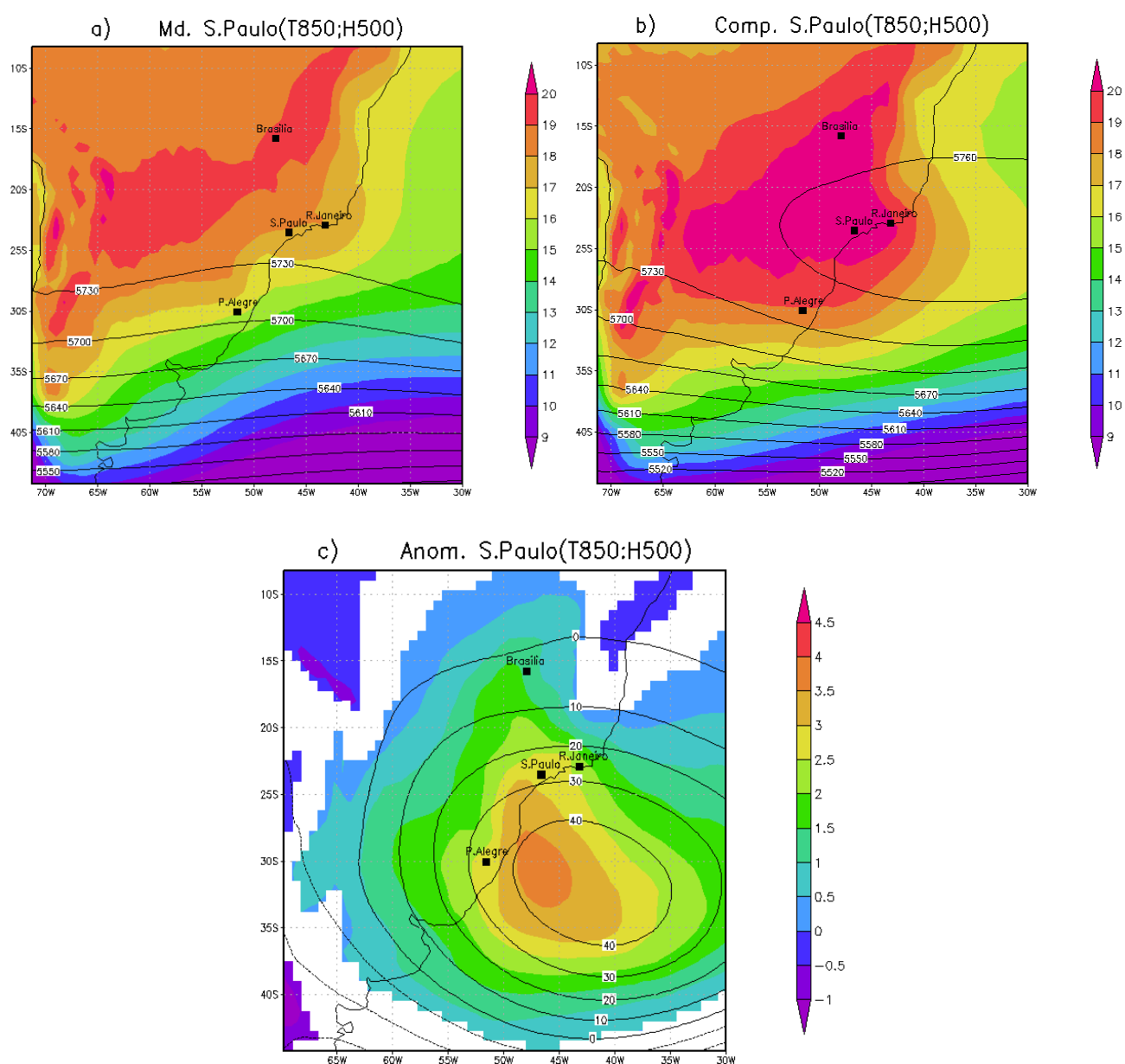


Figura 4.1 – Campo da climatologia de verão (a), do compósito médio de episódios intensos de OC de verão (b) e da anomalia do compósito em relação à climatologia (c) das variáveis T850 (°C) e H500 (gpm), relativamente à cidade de São Paulo.

4.2.1. Análise dos campos anómalos de T850 e H500

Por observação da Fig.4.1, é possível a análise para cada uma das cidades consideradas, dos campos de anomalia da temperatura ao nível de 850hPa (**T850**) bem como da altura geopotencial ao nível de 500hPa (**H500**).

No que toca à altura geopotencial, observa-se para as cidade de São Paulo, Porto Alegre, Brasília e Rio de Janeiro a presença de uma anomalia positiva com forma aproximadamente circular e bastante bem demarcada, cujos valores máximos são registados em regiões a sul/sudeste, inseridas, salvo para o caso de Brasília, no Atlântico Sul. Este aspeto está provavelmente associado a uma intensificação da migração para oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (**ASAS**) durante o verão, impondo uma alta pressão sobre toda a zona central e sudeste do Brasil, mas com um núcleo mais intenso situado sobre a região sudeste do país. Numa comparação de magnitudes entre cidades, a anomalia da **H500** regista valores mais elevados para o caso de Porto Alegre, acima de 80gpm. Para a cidade de São Paulo, os valores máximos são mais baixos em comparação com Porto Alegre, situando-se nos 40gpm. Já as cidades do Rio de Janeiro e Brasília, em termos de intensidade, registam valores de anomalias semelhantes (20gpm). Para o caso destas 4 cidades, estas anomalias de **H500** são acompanhadas de anomalias positivas da **T850** deslocadas ligeiramente para Oeste dos núcleos de valores máximos da **H500**. Estas anomalias apresentam um formato igualmente circular, no entanto menos pronunciado para o caso do Rio de Janeiro. Para o caso de Porto Alegre estas anomalias atingem valores máximos superiores a 4.5°C, sendo que, nas restantes cidades, estes valores são inferiores.

Estes padrões aproximadamente circulares bastante bem definidos da anomalia da **H500** acompanhados, igualmente, de anomalias positivas da **T850**, são assinaturas claras da presença de sistemas persistentes de circulação anticiclónica (podendo corresponder a sistemas de bloqueio), que induzem, na sua região de ação, condições atmosféricas ideais para o desenvolvimento de elevadas temperaturas do ar, tanto à superfície como em altitude. As cidades do Rio de Janeiro, São Paulo e Brasília situadas nas regiões centro-oeste e sudeste do território brasileiro, apresentam padrões de circulação atmosférica condicionada pela ocorrência de sistemas sinóticos tropicais e extratropicais. No Hemisfério Sul a ocorrência destes padrões atmosféricos estacionários de carácter anticiclónico podem ocorrer a latitudes mais próximas das regiões equatoriais por comparação com o que se passa no Hemisfério Norte (Wiedenmann *et al.*, 2002; Mendes *et al.*, 2005). Assim a observação da presença destes sistemas em latitudes mais baixas, como no caso de Brasília, não é um aspeto invulgar no Hemisfério Sul, como à primeira vista seria considerado. Diversos estudos realizados para outras regiões a latitudes médias, indicam realmente uma correspondência entre estes padrões anómalos de circulação atmosférica e a ocorrência de episódios longos de extremo calor (Fischer *et al.*, 2007; Schubert *et al.*, 2011; Cassou e Terray, 2005), que muitas vezes podem ser amplificados, por via do estabelecimento de sistemas de feedback positivo, devido à ocorrência, em simultâneo, de níveis de humidade do solo baixos e/ou valores excecionalmente elevados de **TSM** em regiões do oceano próximas da ação destes sistemas de bloqueio (Fischer *et al.*, 2007; Stéfanon *et al.*, 2013; Feudale e Shukla, 2007; Fennessy e Kinter III, 2011). A presença de anomalias positivas de altura geopotencial enfraquecem os movimentos ascendentes e consequentemente a formação de nuvens, levando a um aumento da temperatura e desfavorecendo a passagem de frentes frias sobre o sudeste brasileiro.

Portanto, durante o verão a **ASAS** tende a posicionar-se mais sobre o continente impedindo assim a entrada de sistemas frontais que atuam nas regiões sul, sudeste e centro-oeste. Nesta aproximação da **ASAS**, o ar tende a subsidir sobre a região promovendo a redução dos níveis de

humidade relativa do ar. Esta diminuição da humidade está diretamente relacionada com a redução da nebulosidade que, consequentemente, provoca uma maior exposição solar bem como menores níveis de precipitação. Estes dois fatores em conjunto prolongados durante um período de tempo relativamente longo tendem a induzir condições de calor intenso

Para os casos de Manaus e Recife, a situação é um pouco diferente pois são cidades localizadas na faixa equatorial, a baixas latitudes, pelo que o estado da atmosfera nestas regiões é, em grande parte, condicionado pelo posicionamento da **ZITC** e dos **VCANs**, e não pelos mesmos mecanismos e processos atmosféricos que condicionam o estado do tempo nas latitudes extratropicais (Virji H., 1980). De todas as formas em ambos os casos, ocorre a presença de um campo de anomalias positivas da **H500**.

Os mapas de anomalias para Recife em altitude (Fig.4.2 (f)) e à superfície (Fig.4.8) indicam que os episódios de **OC** de verão estão sob a influência de um Vórtice Ciclónico de Alto Nível (**VCAN**) que tem origem em meandros da Alta da Bolívia e que por norma é identificado por análise das linhas de corrente ao nível dos 200hPa. Os **VCANs** exercem uma grande influência nos níveis de precipitação no nordeste do Brasil durante os meses de verão (Dean, 1971; Aragão, 1975). Gan e Kousky (1981), observaram que a banda de nebulosidade formada na borda oeste do **VCAN** favorece a ocorrência de precipitação, enquanto que a subsidência na região central destes sistemas tende a inibir a precipitação. Tal comportamento pode ser analisado na figura 4.8.

Na cidade de Manaus os campos de anomalias positivas da **H500** indicam um possível enfraquecimento da influência da **ZITC**, enfraquecimento este promovido por migrações para norte deste sistema provocando assim uma diminuição da atividade convectiva, dos níveis de precipitação, humidade do solo e da baixa atmosfera, que, posteriormente, em conjunto, podem desempenhar um papel importante na indução de temperaturas elevadas. Muitos estudos indicam que o desenvolvimento de períodos quentes e secos nestas regiões se devem à ocorrência de diminuições da atividade convectiva que levam à indução de elevados níveis de radiação solar incidente bem como défices de precipitação e humidade da baixa atmosfera e dos solos. O enfraquecimento da **ZITC** nestas regiões deve-se, em muitos casos, a uma migração desta para regiões mais a norte, migrações estas, condicionadas, em grande parte, pelos valores de **TSM** no Atlântico e no Pacífico e que estão provavelmente relacionadas com a ocorrência de fases positivas do **ENSO** (Zeng *et al.*, 2008)

No que diz respeito à **T850** é visível, para as cidades de Manaus e Recife, a presença de anomalias positivas da temperatura entre 1°C e 1.5°C, em regiões próximas à localização geográfica destas cidades. Por comparação com as situações de Porto Alegre, São Paulo, Brasília e do Rio de Janeiro, é notório que a intensidade das anomalias destes campos, para estas duas cidades, é consideravelmente menos pronunciada (note-se a escala distinta utilizada nas diferentes cidades na Figura 4.2). Tal deve-se ao facto das zonas tropicais e extratropicais apresentarem uma dinâmica atmosférica substancialmente diferente.

A estas anomalias destes campos, como se será analisado de seguida, estão associados campos anómalos das restantes variáveis meteorológicas de superfície.

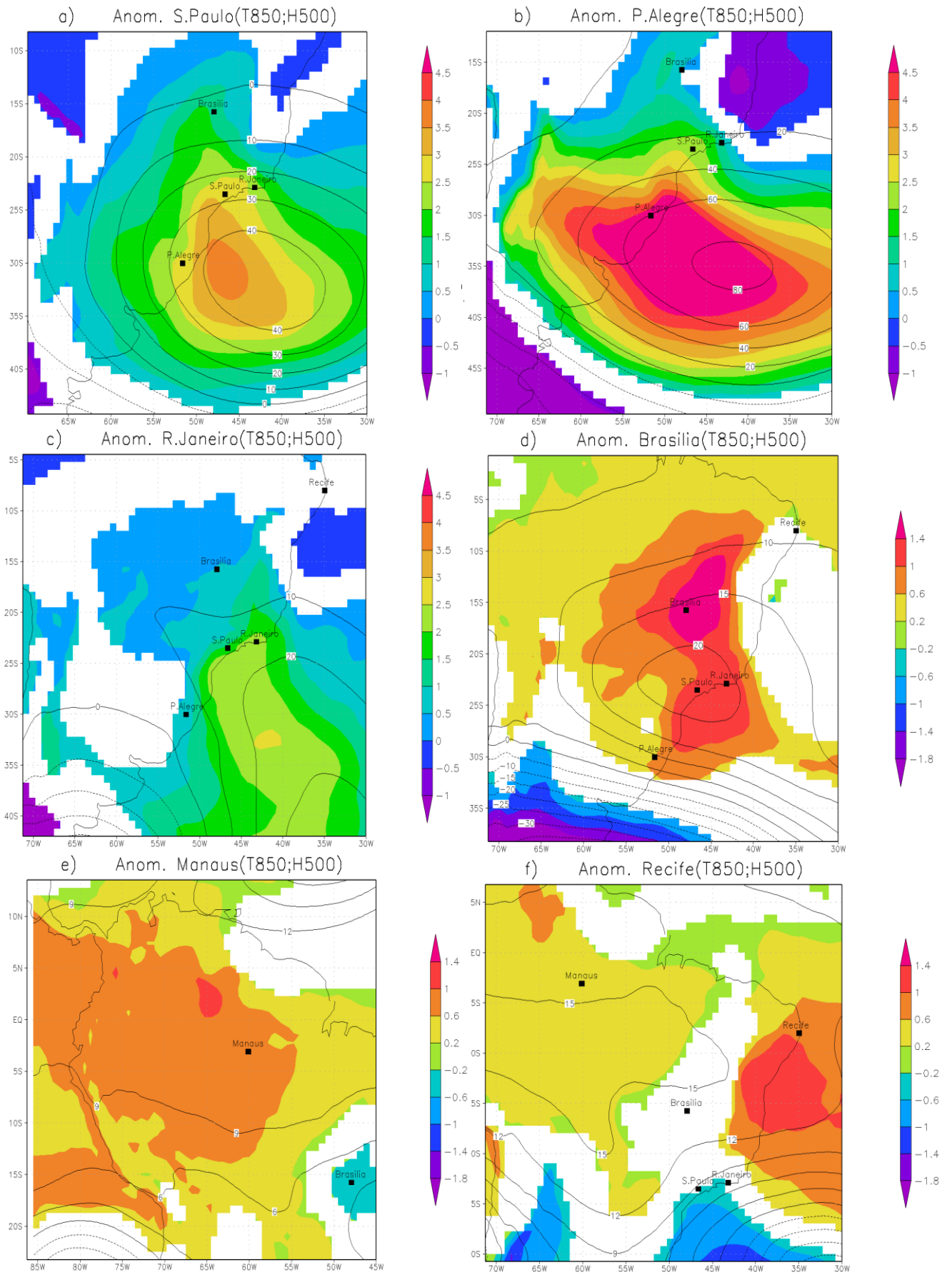


Figura 4.2- Campos de anomalias da T850 (°C) e H500 (gpm) relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registrados para as cidades de S.Paulo(a), P.Alegre (b), Rio de Janeiro(c), Brasília(d), Manaus(e) e Recife(f). De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

4.2.2. Análise dos campos anómalos de Tmax, Tmin, HRsup, Prec, RadS, RadT, SLP e vento a 10m

a) São Paulo

Por análise da Fig. 4.3a, é possível observar-se a presença de um núcleo de anomalias positivas da **Tmax** que cobre grande parte da região de São Paulo/Minas Gerais. Os máximos destas anomalias registam-se em áreas localizadas a oeste da região metropolitana de São Paulo apresentando valores de cerca de 4°C. Esta região em termos médios climáticos é caracterizada por ser uma das regiões do sudeste Brasileiro onde se verificam maiores valores de temperatura que são em parte resultado da baixa altitude e do afastamento do efeito moderador do oceano (Cavalcanti *et al.*, 2009). Assim, durante a ocorrência de episódios de **OC** estes níveis de temperatura são, naturalmente, exacerbados. No que toca ao campo de anomalias da **Tmin** (Fig. 4.3b), verifica-se a ocorrência de um núcleo de anomalias positivas em regiões mais a sul, nomeadamente no estado do Rio Grande do Sul. Observa-se assim, um desfazamento espacial bastante claro de carácter dipolar entre o campo de anomalias da **Tmax** e **Tmin**, que, de resto, é observável igualmente para os restantes parâmetros. Os valores excecionalmente elevados de **Tmax** durante os episódios de **OC** de verão poderão ser explicados pela presença de anomalias positivas da **H500** (Fig. 4.2a) que são um sinal claro, em termos atmosféricos, da presença padrões quasi-estacionários de circulação anticiclónica. Estes padrões são responsáveis pela indução de condições de céu limpo e fluxos de radiação solar incidente excecionalmente elevados. Tais condições são visíveis quando analisado o campo de anomalias do fluxo de radiação incidente à superfície (**RadS**) obtidos para os episódios intensos de **OC** de verão (Fig. 4.3e). Os padrões de circulação anticiclónica são igualmente responsáveis pela advecção de ar quente e seco embora associada a ventos fracos e à ausência de períodos de precipitação e, consequentemente, baixos níveis de humidade do solo, que estão associados à presença de anomalias negativas de valores de **HRsup** e **Prec** na região do estado de S. Paulo (Fig. 4.3c,d). A ocorrência em simultâneo destas condições meteorológicas geram um cenário todo ele favorável ao desenvolvimento de temperaturas excecionalmente elevadas bem como valores de amplitude térmica diária relativamente elevados, sendo esta outra característica do clima da região sudeste do Brasil (Cavalcanti *et al.*, 2009). Tal cenário de circulação atmosférica é também bastante visível quando analisado o campo das anomalias de **u10** e **v10** (Fig. 4.3). Os campos anómalos das variáveis **u10** e **v10** apresentam uma configuração de carácter anticiclónico, centrado, mais uma vez, na região de S. Paulo promovendo assim, a advecção de ar quente que é aquecido durante o dia nas regiões a norte de S. Paulo, particularmente no estado de Minas Gerais. Posteriormente, este ar é conduzido para zonas mais a sul, nomeadamente para o estado do Rio Grande do Sul. A advecção de ar quente em conjunto com condições húmidas da atmosfera e do solo na região de Porto Alegre/Rio Grande do Sul, facilmente verificáveis pelo registo de anomalias positivas da **HRsup**, da **Prec**, é responsável pela indução de temperaturas mínimas excecionalmente elevadas e, consequentemente, pelo aparecimento, nesta região sul do Brasil de noites relativamente quentes e húmidas. Estas regiões acabam por ter maior cobertura nublosa que implica uma maior retenção de radiação térmica (**RadT**) no solo (Fig. 4.3f). Rusticucci (2011), mostra, inclusive, para o período de 1960-2000, um aumento do registo, nestas regiões do sul Brasileiro, do número de noites tropicais e quentes.

O estabelecimento na região sudeste/centro-oeste do Brasil de sistemas persistentes de circulação anticiclónica que geram condições de céu limpo e défices de precipitação significativos encontram uma associação com um enfraquecimento na região da ação da **ZCAS** – “Zona de convergência do Atlântico Sul. A **ZCAS** é definida como uma banda de nuvens associada a condições

de precipitação e humidade elevada na atmosfera, que se estende para sudeste, desde a América do Sul tropical até ao Atlântico Sul e que faz parte do **SMAS** (Kodama *et al.*, 2012). A **ZCAS** mostra-se fundamental para a variabilidade da estação chuvosa durante o verão sobre a região central-oeste, especialmente sobre o grande planalto brasileiro e sobre a região sudeste do Brasil, sendo que a distribuição espacial e temporal da precipitação, apresenta-se como o principal traço climático desta zona geográfica do Brasil pelo que, consequentemente, os níveis de precipitação são extremamente importantes na definição de outras variáveis meteorológicas como a temperatura e a humidade (Cavalcanti *et al.*, 2009). O estabelecimento, em situação de **OC**, deste sistema estacionário de circulação anticiclónica encontra-se, de alguma forma, associado a uma diminuição do número de episódios de precipitação da **ZCAS** decorrente do aumento significativo da **TSM** do Atlântico Sul. Historicamente, este panorama encontra-se associado a períodos intensos de seca (Coelho *et al.*, 2015).

A intensificação/enfraquecimento e o posicionamento geográfico da **ZCAS** que representam fatores influenciadores da variabilidade da atividade convectiva, encontram uma forte associação com a ocorrência de eventos de El Niño e La Niña (Ferreira *et al.*, 2004), pelo que a fase da Oscilação do Sul representa um parâmetro importante no condicionamento do estado atmosférico da região sudeste do Brasil.

Este dipolo espacial de anomalias de sinal contrário entre as regiões de S. Paulo/Minas Gerais e P. Alegre/Rio Grande do Sul é gerado pela presença, em simultâneo com o centro de altas pressões a este de São Paulo, de um centro de baixas pressões no sul do Brasil e territórios contíguos do Uruguai e Paraguai, que tem assinatura clara nos valores negativos de anomalia de **SLP** reportados para esta região e visíveis em todos os subplots da Fig. 4.3. Este centro de baixas pressões acompanhado de elevados níveis de precipitação é uma situação reportada em estudos anteriores desenvolvidos para esta região (Doyle e Barros, 2002). Durante o verão, existe um enorme transporte de vapor de água para sul que tem origem à latitude de 15°S e termina na bacia dos rios Paraná-Prata. Este transporte de humidade oriunda da região Amazónica é induzido pela presença do jato de baixo nível da América do Sul – **JNBAS**, que se insere no **SMAS** (Marengo *et al.* 2004). A 25°S o transporte torna-se mais intenso sendo que, à latitude de 30°S deflete para sudeste como resultado da barreira imposta pelo Andes. Este transporte culmina na presença de grandes concentrações vapor de água nas regiões sul do Brasil. Tal comportamento é observável na Fig.4.2a e pode ser exacerbado em certas configurações de circulação associadas a **OC** como se pode verificar na Fig.4.3, por análise da configuração dos campos anómalos do vento a estas latitudes bem como dos campos anómalos de **Prec** e de **HRsup**.

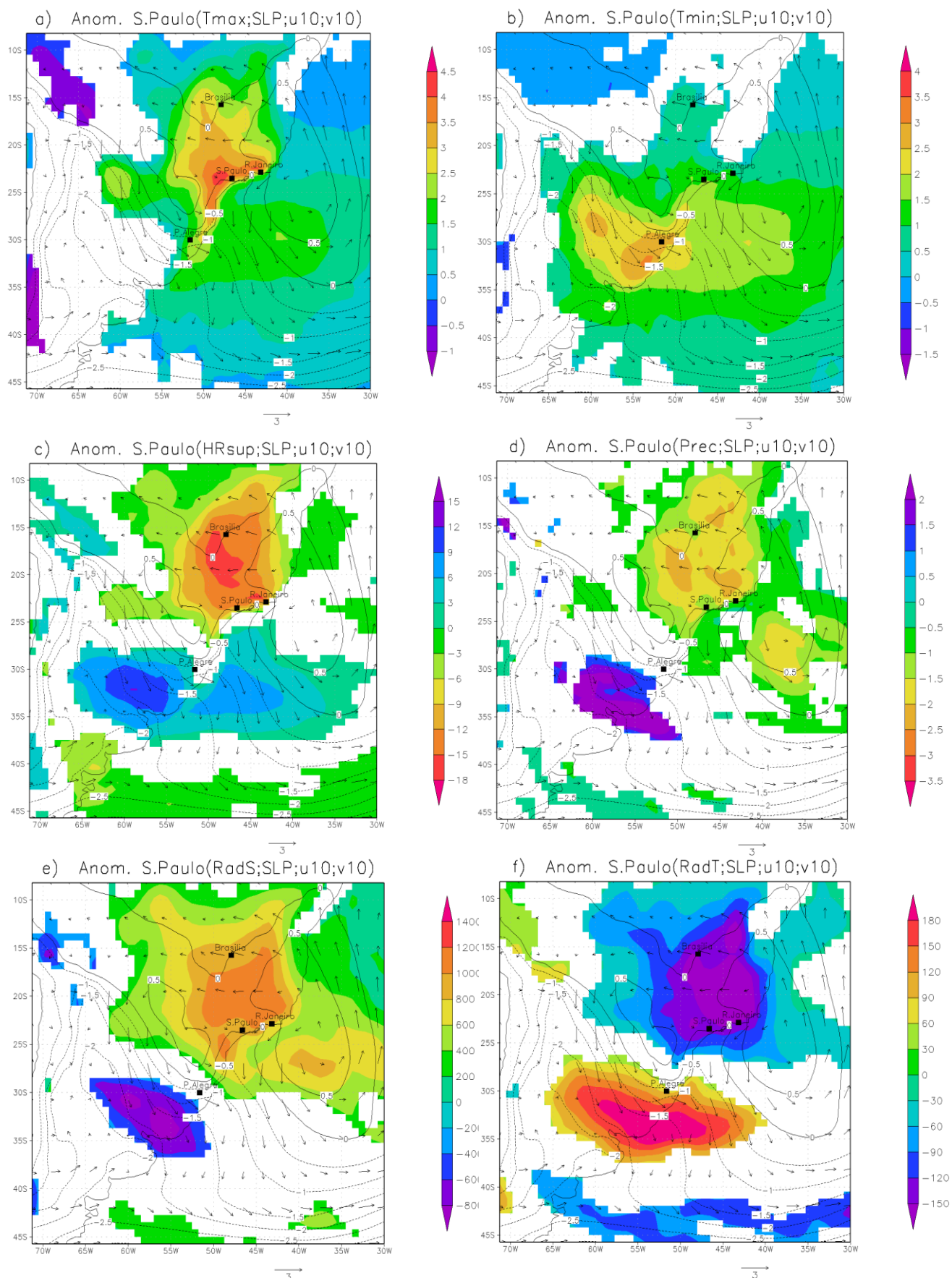


Figura 4.3 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u_{10}/v_{10} (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) T_{max} ($^{\circ}C$); da (b) T_{min} ($^{\circ}C$); da (c) HR_{sup} (%); da (d) $Prec$ (mm); da (e) $RadS$ (Wm^{-2}) e da (f) $RadT$ (Wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de Verão registrados para a cidade de S.Paulo. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

b) Rio de Janeiro

A cidade do Rio de Janeiro a par da cidade de São Paulo situa-se na região sudeste do Brasil. Aqui o estado do tempo, nomeadamente os regimes de precipitação são fortemente condicionados pela atividade da **ZCAS**, pelos jatos de baixo nível e pelo **SMAS**. Outros fatores como o nível de continentalidade e a topografia influenciam igualmente, nesta região, os valores de temperatura e humidade (Cavalcanti *et al.*, 2009). A região sudeste do Brasil insere-se numa faixa afetada pela acção tanto de sistemas tropicais como de sistemas extratropicais sendo que, nesta zona geográfica, o posicionamento destes últimos sistemas é condicionado pela dinâmica da frente polar (Cavalcanti *et al.*, 2009). A localização desta região favorece uma ampla exposição à radiação solar pelo que a ocorrência de condições persistentes de céu limpo induzidas por sistemas estacionários de circulação anticiclónica são potenciais mecanismos de indução tanto de períodos prolongados de seca como de períodos caracterizados por temperaturas elevadas. Tal configuração da circulação atmosférica pode ser observada aquando a análise do campo anómalo da **H500** e da **T850** para períodos de **OC** de verão reportados para a cidade do Rio de Janeiro (Fig. 4.2c).

Numa primeira análise, independentemente das variáveis consideradas, parece estar-se novamente presente, à semelhança do caso de São Paulo, de um padrão espacial dipolar com orientação Nordeste-Sudoeste de anomalias de sinal contrário. Neste caso, o dipolo apresenta-se ligeiramente deslocado para Nordeste por comparação com a situação de São Paulo. De uma forma geral as extensões espaciais dos campos de anomalias estatisticamente significativas (i.e. diferentes da climatologia) são menores em comparação com o caso de São Paulo pelo que, nomeadamente no caso das variáveis **Tmax**, **Tmin**, **Prec** e **RadS**, a visualização deste dipolo é mais difícil de estabelecer (comparar Fig. 4.3 e Fig. 4.4).

No entanto é de registar que se obteve, no que toca à **Tmax**, um núcleo bastante pronunciado de anomalias positivas na região do Rio de Janeiro, com extensão para Norte, ao longo do estado de Minas Gerais, e que são claramente acompanhadas por anomalias negativas da **HRsup**, da **Prec**, e da **RadT**, bem como por anomalias positivas da **RadS**. Uma vez mais este enquadramento aparenta estar associado a uma fase desativa da **ZCAS** na região. Quanto à **Tmin**, observam-se valores anómalos positivos de cerca 1°C. No entanto, não existe uma anomalia tão pronunciada e centrada em volta da cidade do Rio de Janeiro como o obtido para o caso da **Tmax**. Em termos de amplitude, registam-se valores inferiores para ambos os parâmetros em comparação com os resultados obtidos para as **OC** de verão relativamente à cidade de São Paulo, sendo que o fator de menor continentalidade parece ter alguma relevância nesta diferença de amplitudes. De referir que, à exceção da **Tmin**, há entre todas as variáveis uma correspondência bastante razoável no que toca à localização geográfica de ocorrência de anomalias em zonas próximas da cidade do Rio de Janeiro

Relativamente à **HRsup**, há novamente a constatação da existência do tal dipolo com a presença de anomalias negativas entre os -9% e os -15%. O mesmo visualiza-se em relação à **Prec** com registo de anomalias negativas na mesma região.

Este cenário meteorológico parece ser induzido pela presença de padrões de circulação anticiclónica conjugados com um enfraquecimento da **ZCAS** na região, que apresentam uma assinatura clara quando observados, em altura, os campos anómalos da **H500** (Fig. 4.2c), e à superfície, os campos anómalos da **SLP** e do vento a 10m (Fig. 4.4). De facto regista-se a presença de um padrão de ventos de intensidade bastante reduzida e com uma ligeira orientação anticiclónica que advetam, para a zona metropolitana do Rio de Janeiro, ar sujeito a um forte aquecimento radiativo na região do Norte do estado de Minas Gerais e ao longo de todo o litoral com exceção da porção situada mais próxima da

região de S.Paulo. Relatórios do **INMET** indicam que estas duas zonas, em termos médio climáticos, devido ao baixo relevo, ao fator continentalidade e devido ao facto de se registarem junto à costa valores relativamente elevados de **TSM** promovidos pelas ascensão de águas da corrente das Malvinas, apresentam-se como as regiões do sudeste Brasileiro onde são registados os valores de temperatura mais elevados (Cavalcanti *et al.*, 2009). Assim em condições de **OC**, as temperaturas nestas regiões são exacerbadas sendo que se verifica bastante bem, por análise do campo anómalo da **Tmax**, o contraste de valores entre estas regiões e as restantes do sudeste brasileiro. Este aquecimento por via de transferência radiativa pode ser comprovado por análise do campo anómalo do balanço radiativo solar à superfície (**RadS**), na medida em que são observadas, nesta mesma região, valores exceccionalmente elevados deste parâmetro, acompanhados, em simultâneo, por anomalias negativas do balanço à superfície de radiação térmica (**RadT**), indicativo de uma maior emissão de radiação infravermelha durante a noite. Todo este conjunto de campos anómalos são representativos da ocorrência, nesta área geográfica, de condições de céu limpo, de subsidência e de *deficit* de Precipitação.

Num período muito recente, fora dos dados analisados neste trabalho verificou-se entre Janeiro de 2014 e Fevereiro de 2015, na região sudeste do Brasil, uma das maiores secas da história, que ocasionou graves impactos ambientais, económicos e sociais (Friederike *et al.*, 2015). Segundo Coelho *et al.*, (2015), este intenso período de seca foi provocado pelo facto da região sudeste do Brasil ter estado, durante o verão austral de 2013/2014 (à semelhança da caracterização geral obtida aqui para os períodos de **OC** de verão) sob a influência de um sistema de altas pressões que impediu a formação de nuvens e precipitação. Estas condições de céu limpo, elevados índices radiativos e baixas taxas de precipitação, associadas a padrões anticiclónicos de circulação, são, por sua vez, responsáveis pela indução de temperaturas elevadas por via de mecanismo de transferência de calor sensível. Esta transferência de energia radiativa pode ser feita entre a própria atmosfera e/ou, entre esta e a superfície terrestre, devido à alteração das percentagens de calor latente e sensível controlados, em grande parte, pelos níveis de humidade do solo (Fischer *et al.*, 2007).

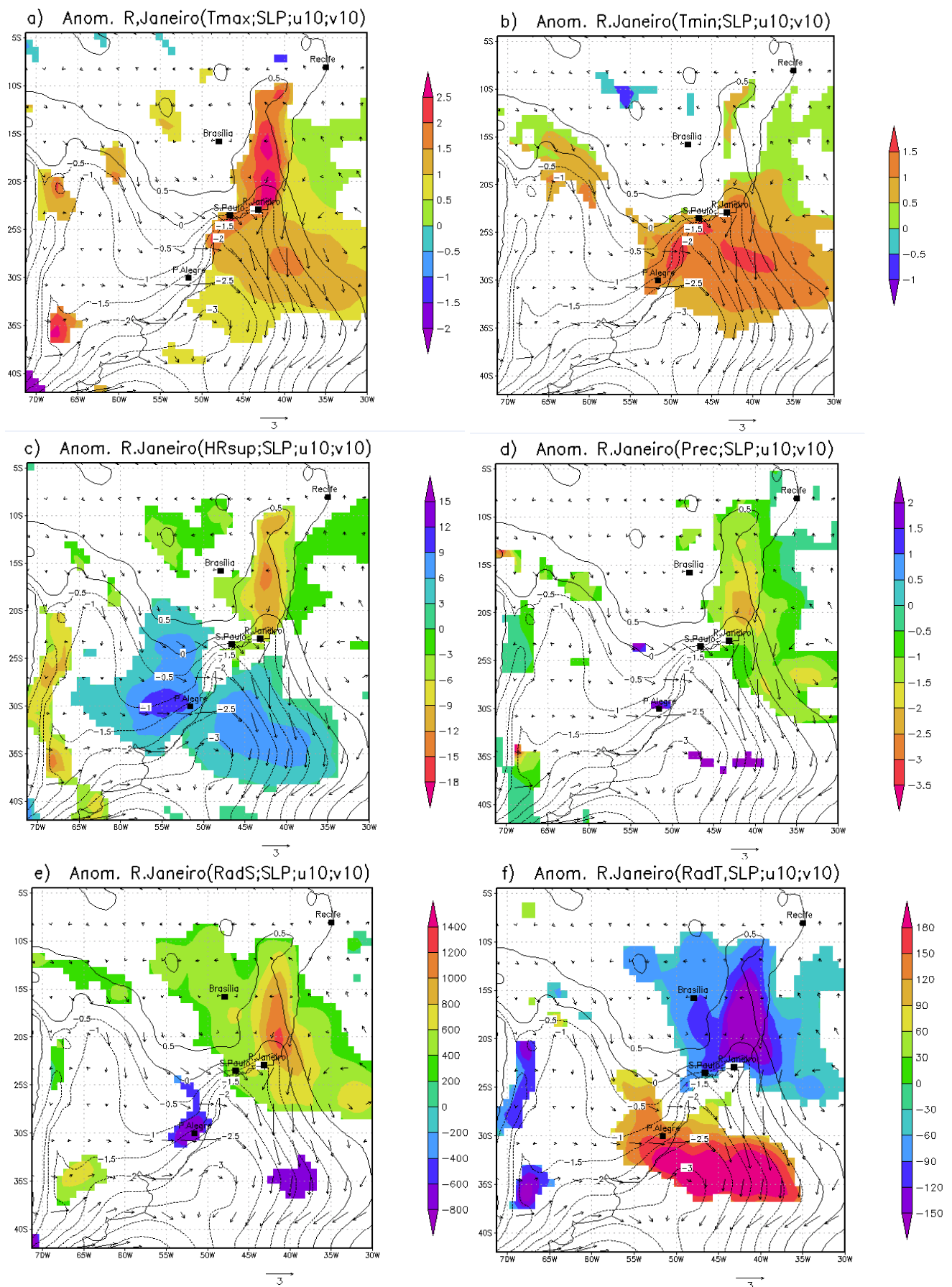


Figura 4.4 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do $u10/v10$ (ms^{-1}) com representação vectorial, da (a) Tmax ($^{\circ}C$); da (b) Tmin ($^{\circ}C$); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de Verão registrados para a cidade do Rio de Janeiro. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

c) Brasília

A cidade de Brasília situa-se na região centro-oeste do Brasil. Esta região é caracterizada por uma complexa variabilidade climática espaço-temporal particularmente em relação à temperatura. Tal deve-se em grande parte, ao facto de esta ser uma zona de elevada diversidade de fatores geográficos como a latitude, o relevo, e a vegetação. Os meses de verão nesta região são essencialmente quentes e húmidos sendo que o estado atmosférico na região é influenciado tanto por sistemas de origem tropical como de origem extratropical (Cavalcanti *et al.*, 2009).

Para os campos de anomalia relativos aos episódios intensos de **OC** de verão registados para a cidade de Brasília, observa-se, à semelhança dos casos de São Paulo e do Rio de Janeiro, da presença de um núcleo bastante bem demarcado de anomalias positivas da **T_{max}**, na ordem 2°-2.5°C. Estas anomalias têm expressão numa área correspondente à região do Estados de Minas Gerais, Goiás e Baía, inserindo-se no domínio espacial do grande planalto central do Brasil caracterizado por verões quentes e bastante húmidos. Durante o verão, toda a região contida sobre o grande planalto central Brasileiro, regista, em termos meteorológicos, um condicionamento do estado do tempo por parte da **ZCAS** que é caracterizada pela indução de condições bastante húmidas na atmosfera (Kodama *et al.*, 2012). Há também, por parte da **T_{min}**, um acompanhamento, porém menos pronunciado, destas anomalias positivas, com valores entre 1°C e 1.5°C.

À semelhança dos casos já vistos, estas anomalias de **T_{max}** parecem estar relacionadas com a ocorrência de valores exceccionalmente elevados do balanço de radiação incidente solar (**RadS**) que são, primeiramente, induzidos por condições de céu limpo (Fig. 4.4e). Por outro lado, o registo de baixos níveis de humidade relativa à superfície (Fig. 4.4c), bem como de baixos níveis de precipitação (Fig. 4.4d), provocam, em conjunto, a inibição de transferência de calor latente por parte da atmosfera. Tal constatação pode ser confirmada quando analisado o campo de anomalia do balanço radiativo térmico à superfície (**RadT**), onde há o registo de anomalias negativas nesta região em destaque (Fig. 4.4f). Este resultado evidencia a presença de baixos níveis de humidade do solo que, por sua vez, promovem um aumento (diminuição) das percentagens de calor sensível (latente) entre a superfície e a atmosfera, favorecendo assim, um aquecimento mais pronunciado desta.

Esta situação sinóptica é, uma vez mais, promovida pelo estabelecimento de padrões anticiclónicos de circulação atmosférica com clara assinatura quando analisados os campo anómalos da **H500** (Fig. 4.2d) e da **SLP** (Fig. 4.5). A região de Brasília, inserida na área central da América do Sul, apresenta um clima de verão quente e bastante húmido potenciado pela localização do **SMAS** (Garreaud *et al.*, 2008). Este sistema de monção da América do Sul tem uma fase húmida e outra seca sendo que ambas as fases têm uma assinatura clara no campo do vento (Jones e Carvalho, 2002). Nos compósitos anómalos obtidos, os padrões de vento não correspondem aos padrões característicos da fase húmida, na medida em que não há o cruzamento nesta área central do continente, de ventos de Noroeste que transportam grandes quantidades de vapor de água com um grande potencial convectivo. A fase húmida do **SMAS** parece assim ser inibida pela presença de elevados valores da pressão atmosférica na região entre os 15°S e os 25°S. Tal é visível por análise do campo anómalo da **SLP** (Fig. 4.5) e da **H500** (Fig. 4.2d). De facto observa-se o estabelecimento sobre a costa leste do Brasil, entre esta banda de latitudes, de um núcleo de anomalias positivas destes parâmetros, núcleo este, produzido, por ventura, por uma migração para Oeste do anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul que induz condições de vento, nesta região, de baixa intensidade e com orientação anticiclónica. Ocorre assim, advecção para a região de Brasília de ar mais quente e seco que o habitual proveniente das regiões da costa leste junto ao oceano.

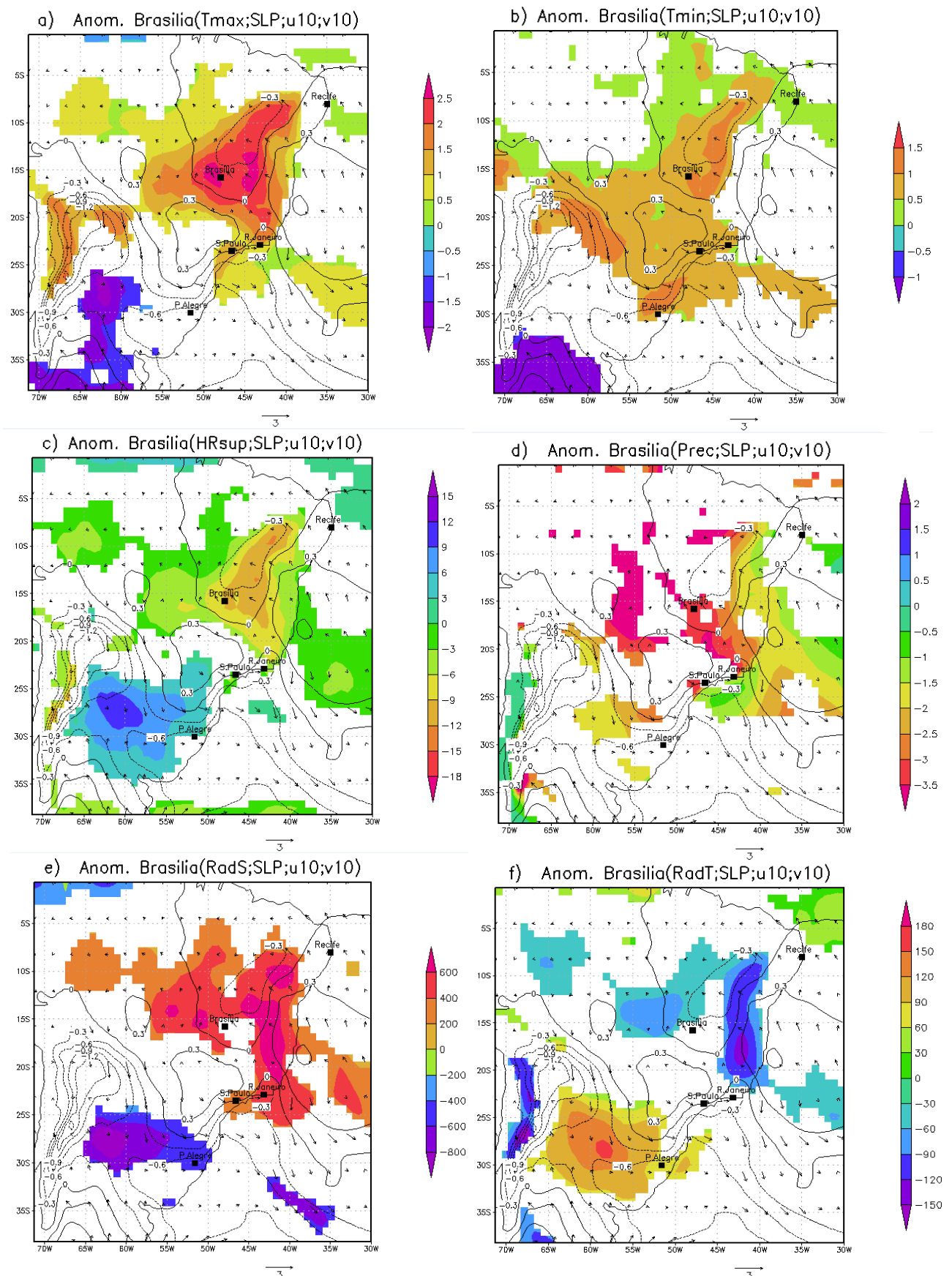


Figura 4.5 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do $u10/v10$ (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) Tmax ($^{\circ}C$); da (b) Tmin ($^{\circ}C$); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de Verão registrados para a cidade de Brasília. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

d) Porto Alegre

A cidade de Porto Alegre situa-se quase a 30°S, numa região extratropical, pelo que, a nível atmosférico, encontra-se condicionada por processos meteorológicos característicos das latitudes subtropicais mas também das latitudes médias. Nesta região sul do território brasileiro o clima é determinado em grande parte pelo posicionamento da **ASAS**. No verão esta alta desloca-se para sudoeste apresentando, no entanto, pouca penetração continental. Por análise do campo de anomalia da **H500** bem como da **T850** para períodos de **OC** de verão reportados para a cidade de Porto Alegre (Fig. 4.2b), observa-se a intensificação deste deslocamento para sudoeste do centro de altas pressões, conferindo assim o estabelecimento de uma configuração típica de sistema de bloqueio anticiclónico. Esta configuração favorece a ausência de nuvens, e, conseqüentemente, promove a presença de valores elevados de fluxo radiativo incidente que, a par do relevo, apresentam-se como os principais fatores de definição do clima do sul do Brasil (Cavalcanti *et al.*, 2009).

Esta presença da anomalia anticiclónica do padrão de circulação atmosférica encontra, na região, uma assinatura tanto em altitude nos valores anómalos da **H500** (Fig. 4.2b), como à superfície, onde é possível verificar-se, em relação à **SLP**, a presença de uma anomalia positiva de caris circular centrada sobre o Atlântico Sul entre os 25°S e os 30°S (Fig. 4.6). Esta anomalia da **SLP** promove, nesta região, a ocorrência de um padrão de ventos com orientação anticiclónica. Tal configuração dos ventos em conjunto com a localização do centro de altas pressões, indicado pela anomalia positiva da **SLP**, promovem, para a região de Porto Alegre, condições de vento relativamente fraco e com ligeira advecção de ar quente e seco proveniente de regiões mais a norte, como de resto pode ser igualmente observado por análise do campo de anomalia dos ventos, **u10** e **v10**. De referir que estes fluxos de norte/noroeste podem ser muito influenciados pela presença e intensificação do **JBNAS** a leste dos Andes (Cavalcanti *et al.*, 2009).

No que diz respeito ao campo anómalo da **Tmax** para episódios intensos de **OC** de verão relativamente à cidade de Porto Alegre, são registados dois núcleos de anomalias positivas da **Tmax** que atingem valores superiores a 4,5°C. Por observação da Fig. 4.6a, é visível que um dos núcleos situa-se na região Nordeste da Argentina sendo que o outro situa-se sobre a costa leste do Brasil ao longo do Estado do Rio Grande do Sul. Para estas duas regiões observa-se, igualmente, a presença de um centro de anomalias da **Tmin** com valores superiores a 4°C (Fig. 4.6b). Em termos de expansão espacial e de intensidade das anomalias da **Tmin** e **Tmax**, por comparação com as restantes cidades, Porto Alegre é a cidade que regista valores mais elevados.

Na região subtropical da América do Sul, onde se insere o sul do Brasil, condições anómalas de calor parecem desenvolver-se em associação com fortalecimento de condições de subsidência, relacionadas, por sua vez, com o fortalecimento da anomalia anticiclónica na região bem como a presença de uma fase ativa da **ZCAS** (Rusticucci *et al.*, 2011). De facto em relação ao campo anómalo de **RadS**, existe uma correspondência bastante razoável, em termos espaciais, da ocorrência de anomalias positivas deste parâmetro em regiões mais próximas da cidade de Porto Alegre e anomalias positivas da **Tmax** (Fig. 4.6e). O mesmo entendimento pode ser feito em relação aos campos anómalos da **RadT** e da **Tmin**. Isto indica-nos, claramente, que os valores exceccionalmente elevados de **Tmax** poderão ter sido provocados por intensos fluxos de radiação solar incidente à superfície.

Especificando a análise em relação às áreas mais próximas da cidade de Porto Alegre, os elevados valores de **Tmax** registrados (Fig. 4.6a), para além de poderem ser explicados por processos de transferência de energia radiativa, podem ser igualmente justificados pela advecção de ar quente e seco proveniente da região de São Paulo e Minas Gerais como já referido anteriormente. Esta advecção de ar quente e seco, pode ser confirmada pela análise das anomalias da **HRsup** registradas para esta zona bem como pela análise do campo do vento (Fig. 4.6c).

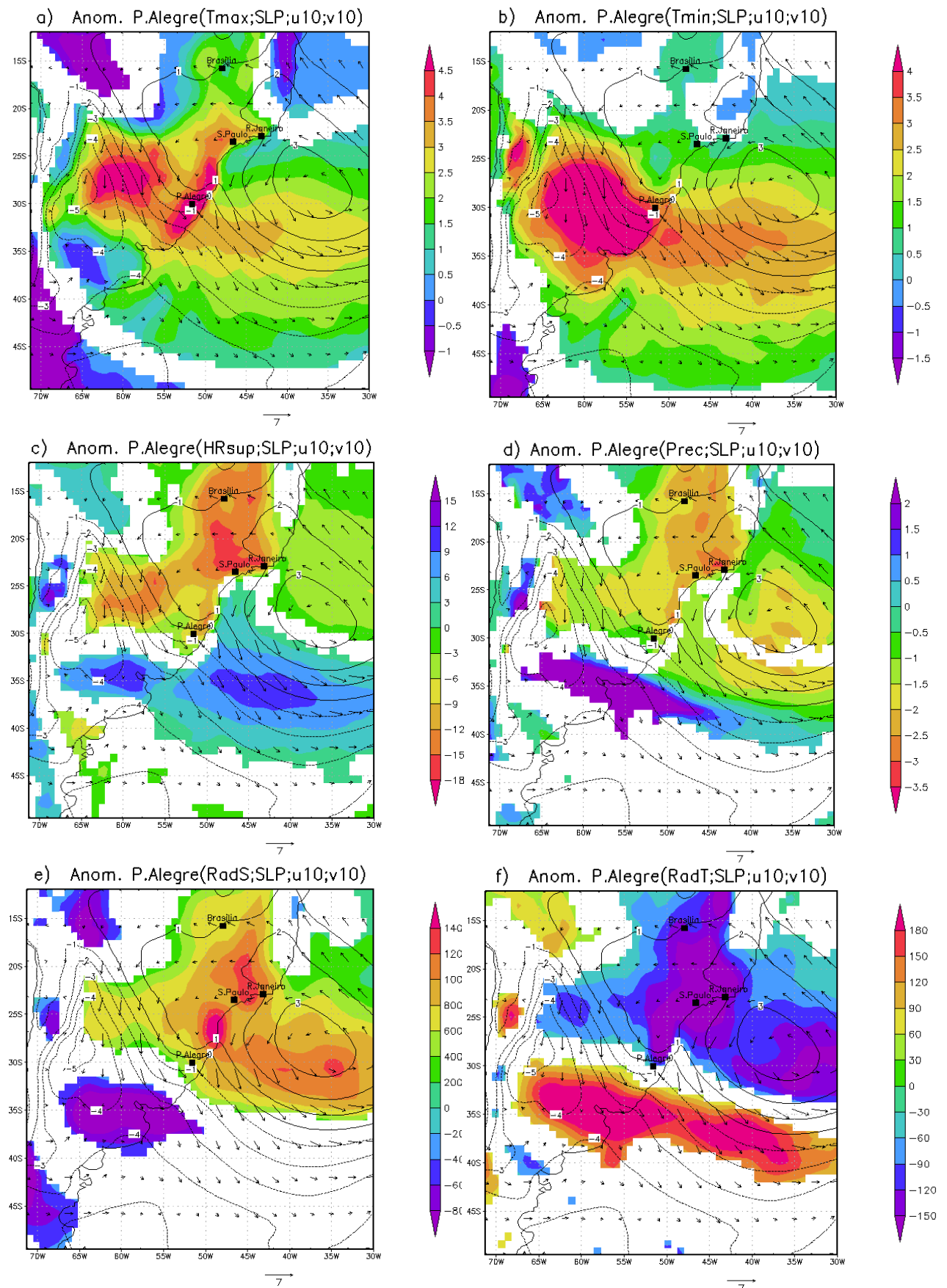


Figura 4.6 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do $u10/v10$ (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) Tmax ($^{\circ}C$); da (b) Tmin ($^{\circ}C$); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registrados para a cidade de Porto Alegre. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

e) Manaus

As condições meteorológicas na cidade de Manaus são fortemente condicionadas pelo posicionamento da **ZITC**. Esta região é caracterizada por um clima puramente tropical pelo que são registradas, durante o verão, elevadas taxas de precipitação. Nestas regiões, a precipitação apresenta uma grande variabilidade diurna e é gerada, principalmente, por mecanismos convectivos da atmosfera (Silva Dias *et al.*, 1987). Como tal, a transferência de energia por calor latente representa uma importante fonte de energia nesta região e, conseqüentemente, encontra-se intrinsecamente associada à circulação atmosférica durante os meses de verão (Figuerola *et al.*, 1994). É de salientar que a **ZITC** apresenta, ao longo do ano, mecanismos de migração bastante bem definidos que condicionam de forma bastante precisa o clima na região Norte e Central da América do Sul, nomeadamente, no que toca ao transporte de vapor de água e à quantidade de precipitação. Tal constância tem levado, inclusive, alguns autores a descreverem o clima da região central e norte do continente como um clima de monção (Jones e Carvalho, 2002; Vera *et al.*, 2006). Estudos anteriores referem que, o enfraquecimento da atividade convectiva bem como a diminuição do transporte de vapor de água no norte da América do Sul e, conseqüentemente aumento dos níveis radiativos incidentes e dos défices de precipitação, que se encontram intimamente ligados, nestas regiões, ao aparecimento de períodos relativamente quentes e secos, devem-se a migrações para norte da **ZITC** (Cavalcanti *et al.*, 2009). Estes desvios do posicionamento da **ZITC** encontram-se, por sua vez, relacionados com a presença de condições anómalas da temperatura da superfície do mar (**TSM**) no Atlântico Tropical Norte (Zeng *et al.*, 2008). Estudos indicam ainda que existe uma influência clara do **ENSO** na alteração do padrão de ventos normais para a região, bem como dos níveis de atividade convectiva e de temperatura sendo que, períodos quentes e secos encontram-se frequentemente relacionados com eventos de El Niño e períodos húmidos e mais chuvosos preferencialmente com eventos de La Niña (Poveda e Mesa, 1996). No entanto, vai muito para além do objetivo do presente trabalho estabelecer este tipo de relações atmosféricas a larga escala e de forma tão pormenorizada.

A cidade de Manaus que se situa na região nordeste da Amazônia apresenta uma configuração atmosférica influenciada pelo Atlântico Tropical. A ocorrência de gradientes meridionais de anomalias de **TSM** no Atlântico Tropical causam um forte impacto na posição latitudinal da **ZITC**, e, conseqüentemente, na distribuição sazonal de precipitação nas regiões em causa.

Analisando o campo anómalo da **Tmax** foram registados, para os episódios intensos de **OC** de verão relativos à cidade de Manaus, valores acima da climatologia na ordem dos 3°C-3.5°C e com uma expressão regional próxima da cidade de Manaus e das áreas circundantes (Fig. 4.7a). Este núcleo de anomalias positivas da **Tmax** encontra uma correspondência bastante apreciável, em termos espaciais, com os núcleos de anomalias negativas da **HRsup** (Fig. 4.7c), da **Prec** (Fig. 4.7d) e com o centro de anomalias positivas da **RadS** (Fig. 4.7e), uma situação em todo semelhante ao observado nas restantes cidades. No entanto, os processos de circulação atmosférica não são de todo iguais aos mecanismos observados para as cidades que se encontram a latitudes mais sub-tropicais (S.Paulo e Rio de Janeiro) ou mesmo extra-tropicais (Porto Alegre).

A partir desta análise de múltiplos campos meteorológicos disponíveis pode-se inferir que os casos intensos de **OC** de verão na cidade de Manaus e nas áreas circundantes, são promovidos pela ocorrência de condições de céu limpo e de baixos níveis de humidade tanto na atmosfera como nos solos. Como tal, a transferência de calor latente na atmosfera bem como as trocas de calor latente entre esta e a superfície, são substancialmente reduzidas permitindo assim a amplificação dos valores de temperatura do ar

Esta situação de ausência dos níveis normais de precipitação de humidade na atmosfera e do balanço de radiação solar incidente, sugerem, como principal causa dinâmica, o enfraquecimento dos mecanismos de convecção atmosférica promovidos pela ausência dos valores normais de vapor de água que, por sua vez, são causados, em primeira mão, por uma possível migração para norte da **ZITC**. Estudos como Brown *et al.* (2006), Marengo *et al.*, (2008), Aragão *et al.*, (2007) e Zeng *et al.* (2008) observaram uma correlação entre os valores de **TSM** no Atlântico Tropical Norte e os níveis de precipitação na Amazônia durante a seca de 2005, uma das piores registadas na Amazônia. Como tal estabeleceu-se assim uma relação causa efeito entre a **TSM** e o posicionamento da **ZITC**.

À semelhança com os casos já analisados para as cidades de São Paulo e do Rio de Janeiro, existe em simultâneo com este núcleo de anomalias significativas localizado na região Norte do estado da Amazônia, a ocorrência de um outro núcleo com anomalias de sinal contrário, em relação a todos os parâmetros, núcleo este centrado na região centro-oeste do Brasil, nomeadamente próximo da cidade de Brasília. Desta forma parece razoável afirmar que se observa um dipolo de anomalias de sinal contrário orientado de Noroeste para Sudeste. Este segundo núcleo localizado na região centro-oeste do Brasil caracterizado por anomalias significativas negativas da **Tmax**, **RadS** e positivas da **HRsup**, **Prec**, e **RadT** parecem indicar que os eventos de **OC** durante o verão na região de Manaus correspondem a fases ativas da **ZCAS**, que conferem à zona centro-oeste do Brasil um cenário chuvoso, húmido e de temperaturas relativamente mais baixas.

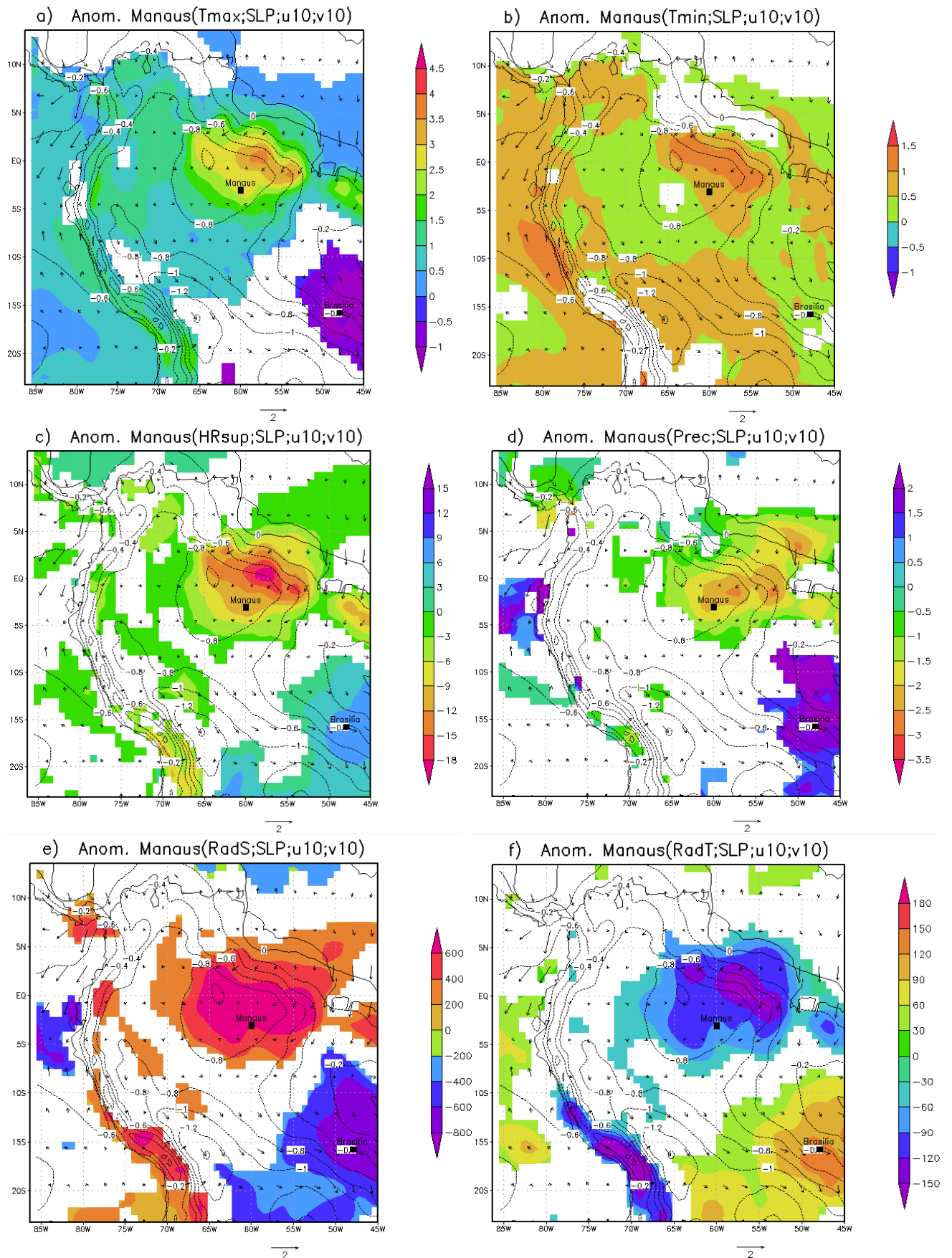


Figura 4.7 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do $u10/v10$ (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) Tmax ($^{\circ}C$); da (b) Tmin ($^{\circ}C$); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT (wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registrados para a cidade de Manaus. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

f) Recife

A cidade de Recife situa-se na região do Nordeste Brasileiro sofrendo a ação da **ASASs**, da **ASANs** bem como da **ZITC**. Todos estes sistemas controlam em grande medida o estado do tempo, nomeadamente os campos de temperatura e precipitação (Cavalcanti *et al.*, 2009).

Observando os campos anómalos referentes aos períodos intensos de **OC** de verão para a cidade de Recife (Fig. 4.2f e Fig. 4.8), verifica-se que, salvo para a **Tmax** e para a **RadS**, não existem anomalias muito extensas e estatisticamente significativas das variáveis em análise junto à região da cidade de Recife. Relativamente à **Tmax** observa-se realmente em volta da cidade de Recife, ao longo do estado de Pernambuco e de Paraíba, a presença de valores elevados, na ordem dos 1.5°-2°C (Fig. 4.8a). Esta anomalia positiva da **Tmax** encontra uma correspondência com a ocorrência de uma anomalia de valores positivos, para a mesma região, do balanço de radiação solar incidente (Fig. 4.8e). Tais valores anómalos de **Tmax** e **RadS** provavelmente terão sido provocados por condições meteorológicas caracterizadas por pouca cobertura nebulosa.

Tal como referido anteriormente os mapas de anomalias relativamente à cidade de Recife tanto à superfície (Fig. 4.8) como em altitude (Fig. 4.2f), indicam que os episódios de **OC** de verão são condicionados pela presença de **VCANs** que muitas vezes se afastam do escoamento em altitude da atmosfera e tendem a entrar dentro do continente sul americano posicionando o seu núcleo sobre a região nordeste do Brasil. Estes vórtices em altitude são formados pela presença, em simultâneo, da Alta da Bolívia e de uma depressão em altitude sobre o Nordeste Brasileiro. Esta depressão em altitude, por conservação da vorticidade absoluta e por libertação de calor latente, promovida por sua vez pela passagem de uma corrente fria nos trópicos, pode ser amplificado originado assim um **VCAN** (Kousky e Gan, 1981). O centro do **VCAN** é caracterizado por ser uma zona de pouca cobertura nebulosa sendo que a sua periferia apresenta por norma, atividade convectiva o que significa que o ar entra em subsidência no centro e eleva-se na periferia do vórtice (Kousky e Gan, 1981). Este panorama é confirmado pela análise multivariada proporcionada pela Fig. 4.8 onde é possível observar-se a presença de anomalias positivas (negativas) da **Tmax** e da **RadS** (**HRsup**, **Prec**, **RadT**) junto ao centro do **VCAN**, ou seja, sobre a região de Recife, e anomalias positivas (negativas) da **Prec**, **HRsup**, **RadT** (**Tmax**; **RadS**) na borda Oeste do **VCAN** próxima da cidade de Brasília.

Quanto ao campo anómalo da **Tmin**, não são observados valores anómalos de magnitude elevada (Fig. 4.8b). Em comparação com as restantes cidades, é no caso de Recife que se registam, em termos de intensidade, os menores valores de anomalias tanto em relação à **Tmin** como em relação à **Tmax**.

Estudos anteriores como, Marengo *et al.* 2013, relativos a períodos quentes e secos registados no nordeste Brasileiro, sugerem que a presença de águas, no oceano Atlântico, exceccionalmente frias entre os 15°S-30°S, induzem a amplificação dos centros de altas pressões do Atlântico Sul. Acontece que em muitas situações, estas anomalias da **TSM**, apresentam uma migração para regiões mais a norte (10°S-20°S), provocando assim, um desvio, igualmente para norte, nomeadamente para região nordeste do Brasil, destas altas pressões. Autores indicam, igualmente, que o perfil norte-sul das **TSM's** no Atlântico Tropical, tem uma forte influência no que diz respeito ao posicionamento da **ZITC**, na medida em que anos secos e quentes na região nordeste estão relacionados com migrações para norte da **ZITC**, promovidos, por sua vez, pela intrusão de água mais frias no Atlântico Tropical (Saha, 1981; Pike, 1971; Moura e Shukla., 1981). Ora este deslocamento para norte da **ZITC** é notório por análise do campo anómalo do vento aos 10 metros (**u10,v10**) apresentado nos compósitos anómalos de **OC** de verão relativamente à cidade de Recife (Fig. 4.8). Observa-se assim, em cenário de **OC** de verão, uma total

ausência de um padrão de ventos de Este/Nordeste sobre a região Nordeste do Brasil, característico da climatologia da **ZITC**. Este deslocamento para Norte da **ZITC**, como ilustrado nos compósitos aqui apresentados, e, igualmente analisado noutros estudos (Hastenrath e Heller, 1997), corresponde à substituição, nesta região, deste padrão de ventos de Este/Sudeste, por um padrão de ventos orientado de Norte/Noroeste (Fig. 4.8). Períodos históricos quentes e secos no nordeste brasileiro apresentam assim uma associação à expansão, em direção ao equador, da **ASAS**, ao deslocamento para norte da **ASAN** e ao deslocamento mais para norte, em relação à climatologia, da **ZITC**, situação esta, presente por análise dos compósitos anómalos aqui apresentados, nomeadamente da **H500**; **u10** e **v10** (Fig. 4.2f e Fig. 4.8)

Estudos de escala espacial mais vasta indicam ainda existir uma relação, por via de teleconexões, entre o estabelecimento de períodos quentes e secos no nordeste brasileiro e sistemas dinâmicos de larga escala da circulação atmosférica, nomeadamente o **ENSO**. Estas teleconexões associadas ao **ENSO** são estabelecidas por via da ocorrência de trens de ondas planetárias de Rossby ou por meio de circulações leste-oeste do tipo Walker (Zhou e Lau., 2001). Também neste contexto, é sabido que a variabilidade das temperaturas do oceano no Atlântico Tropical mostra ter uma relação com oscilações do **ENSO** (Nobre e Shukla, 1996). Alguns autores propuseram assim que as teleconexões, têm um papel determinante na definição e variabilidade climática do Atlântico Tropical, influenciando, por consequência, o clima da região Nordeste do Brasil (Saravanan e Chang., 1999).

De referir ainda que os eventos de **OC** na cidade de Recife induzem anomalias importantes mais para o interior do Brasil. Assim, na região sobre o grande planalto Brasileiro, são observadas anomalias positivas significativas das variáveis **Prec**, **HRsup** e **RadT**. Tal cenário deve-se provavelmente à ação da **ZCAS**. A **ZCAS** é definida como uma banda de nuvens associada a condições de precipitação e humidade elevada na atmosfera, que se estende para sudeste, desde a América do Sul tropical até ao Atlântico Sul (Liebmann *et al.*, 1999). A **ZCAS**, por norma, apresenta uma ação mais intensa na região contida no grande planalto brasileiro induzindo assim, para parâmetros como a **HRsup**, **Prec**, valores acima do normal como os observados (Kodama *et al.*, 2012).

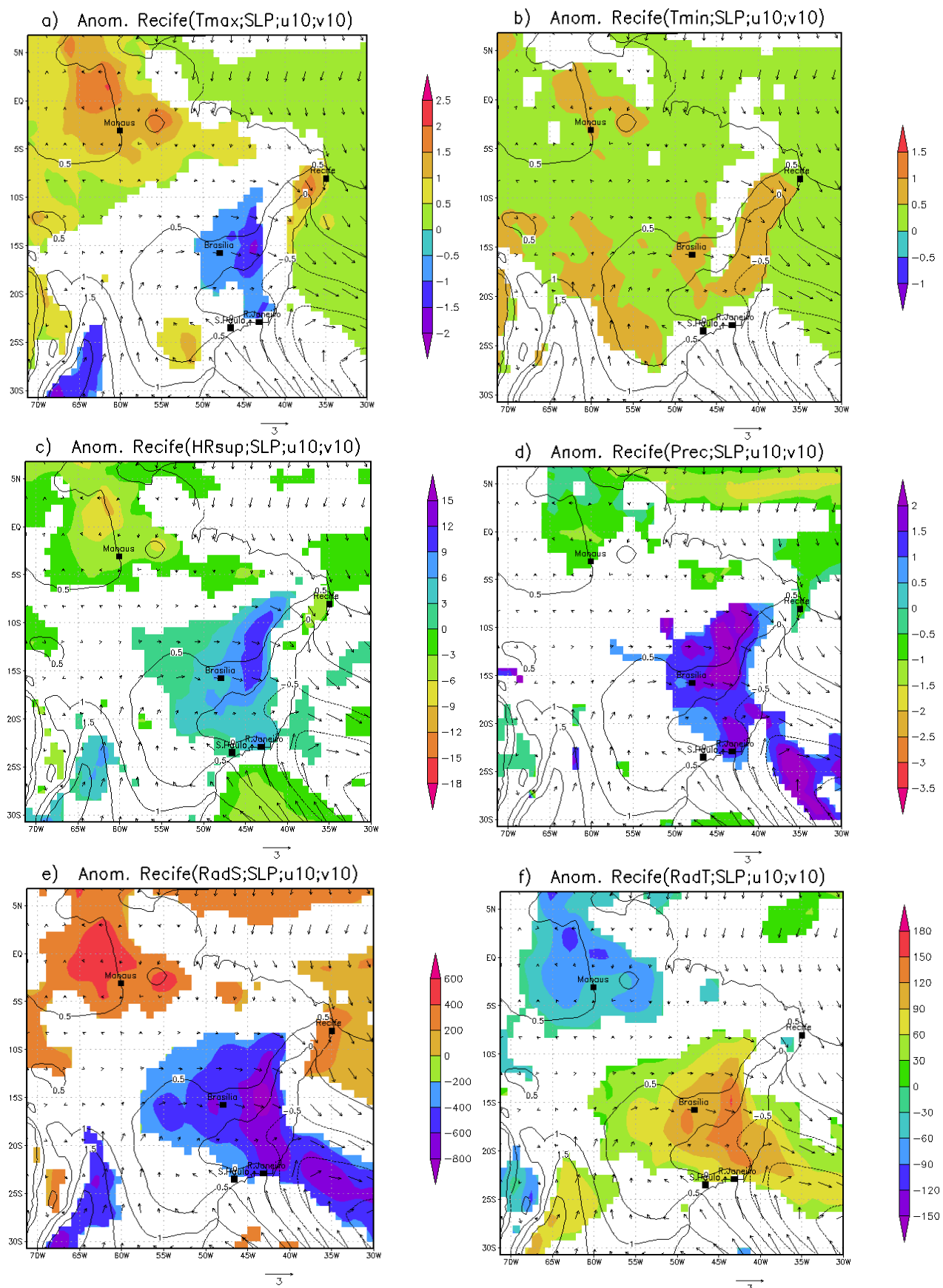


Figura 4.8 - Campos de anomalias da SLP (hPa) em contornos, do u_{10}/v_{10} (ms^{-1}) com representação vetorial, da (a) Tmax ($^{\circ}C$); da (b) Tmin ($^{\circ}C$); da (c) HRsup (%); da (d) Prec (mm); da (e) RadS (wm^{-2}) e da (f) RadT(wm^{-2}) a cores, relativos aos episódios intensos de onda de calor de verão registrados para a cidade de Recife. De salientar o uso de escalas diferentes para os vários “subplots”.

Capítulo 5

• Conclusões

Atualmente o aquecimento significativo da atmosfera e dos oceanos é um dado que não oferece margem para qualquer dúvida, sendo que relativamente ao período de 1880 a 2012, a temperatura global calculada por uma tendência linear apresenta um aumento de cerca de 0.85°C (IPCC, 2014). Sabe-se igualmente que o aumento bastante pronunciado das emissões de gases de efeito de estufa desde a era pré-industrial, conduzidas em grande parte pelo crescimento económico e populacional, conjugado com outros forçamentos antropogénicos, foram muito provavelmente as principais causas deste aquecimento especialmente observado desde meados do século XX (IPCC, 2014).

Neste contexto, e tendo em conta as características de retroalimentação do sistema climático, é muito provável que o acréscimo observado das temperaturas médias globais potencie impactos no aumento da frequência e intensidade de eventos climáticos extremos como as Ondas de Calor. Segundo o último relatório do IPCC (2014), é bastante provável que a frequência de períodos de onda de calor tenha já sofrido, nas últimas décadas, um aumento significativo em diversas regiões do globo. Desta forma, mega-ondas de calor como as ocorridas na Europa ocidental em 2003 e na Rússia em 2010 já resultam em parte da influência antropogénica, estimando-se que esta influência tenha duplicado a probabilidade de ocorrência destes eventos em determinadas zonas do planeta (Fischer e Knutti, 2015). O território brasileiro não é exceção a esta questão, sendo que apesar da sua grande extensão geográfica e variabilidade climática, tem apresentado desde 1960 acréscimos significativos no que toca à temperatura máxima e mínima na maioria das regiões por si englobadas (Marengo e Camargo., 2007). Assim, tendo em conta as trajetórias mais prováveis das atuais emissões de gases de efeito de estufa, a probabilidade de ocorrência, intensidade e duração de eventos extremos de calor será ainda maior (Fischer e Knutti, 2015), pelo que se estima que tal venha a desenvolver impactos imprevisíveis e irreversíveis no ser humano e nos ecossistemas (IPCC, 2014).

Assim, é de enorme importância o desenvolvimento de estudo sistemáticos, ainda que de alguma forma exploratórios, dos extremos de temperatura observados especialmente em regiões do globo como o Brasil, onde o número de pessoas potencialmente afetadas pela ocorrência destes eventos extremos de calor é elevado, onde a economia depende de atividades como a agricultura e a pecuária, cuja sua produção depende em larga medida das condições atmosféricas que se fazem sentir, e onde o setor energético é fortemente condicionado pela ocorrência de eventos climáticos extremos. Ora, neste âmbito, as ondas de calor revestem-se de particular importância devido ao facto de se tratarem de episódios extremos com considerável extensão espacial afetando grandes urbes metropolitanas como foi aqui demonstrado. Estes extremos de calor representam um sério risco em diversas áreas como a saúde e a economia, riscos esses que vão muito para além da própria definição das condições da atmosfera aquando da ocorrência destes episódios.

No presente trabalho, tendo por base a utilização de dois índices distintos de identificação e definição de ondas de calor (**CTX90pct** e **CTN90pct**), procurou-se sistematizar as características climáticas e sinóticas das ondas de calor para 6 estações meteorológicas brasileiras inseridas em meio urbano. Procurou-se desta forma estudar a evolução das **OC** no que diz respeito à duração, às tendências e à variabilidade inter-anual e sazonal em determinadas regiões do Brasil ao longo de um período

razoavelmente extenso de 54 anos (1961-2014). Por outro lado procurou-se também, relativamente a cada região em particular, realizar uma caracterização sinóptica do estado atmosférico associado à ocorrência destes fenómenos.

Em primeira instância é de realçar que os resultados obtidos no que diz respeito às variabilidades inter-anuais e sazonais e relativamente a todas as estações meteorológicas mostraram-se dependentes das definições de **OC** utilizadas, que se basearam na identificação de anomalias diárias da temperatura máxima (índice **CTX90pct**) e de anomalias diárias da temperatura mínima (índice **CTN90pct**). Tal evidencia que, relativamente ao período de estudo, houve uma evolução distinta das temperaturas máximas e mínimas ao longo do território Brasileiro. Em termos de variabilidade inter-anual, em geral a cidade de Brasília (Rio de Janeiro) mostrou-se como sendo a cidade que registou em termos médios anuais maior (menor) nº de ondas de calor bem como maior nº de dias anual em regime de **OC**. No que diz respeito à variabilidade sazonal, não há o registo de um grande contraste do nº de **OC** registadas entre as estações de verão e inverno como porventura seria de esperar tendo em conta as expectativas que se tem associadas ao termo de onda de calor. Contudo os meses de outono/inverno foram os meses em que se verificou em média maior nº de **OC**. Resultados evidenciam a presença de tendências positivas significativas na frequência e duração das **OC** a partir da década de 1980 em todo o Brasil, destacando-se neste ponto as cidades de São Paulo, Recife e Manaus, sendo que é nesta última que se registou um maior contraste entre o reduzido nº de **OC** observado durante o século XX e o elevado nº de **OC** observado após o fim deste século.

Em termos de circulação atmosférica e de características climáticas à superfície procurou-se proceder a uma análise multi-variável a mais completa possível. Neste sentido consideraram-se os campos anómalos à superfície da temperatura máxima e mínima, pressão atmosférica, humidade, precipitação e do balanço radiativo solar e térmicos bem como dos campos anómalos da altura geopotencial e da temperatura em altitude associados à ocorrência dos episódios mais intensos de **OC** de verão. Verificou-se assim que os períodos intensos de **OC** de verão nas cidades de São Paulo, Rio de Janeiro, Brasília e Porto Alegre encontram-se associados ao estabelecimento de padrões de circulação atmosférica anticiclónica que inibem a ação de outros sistemas sinóticos de circulação atmosférica como o jato de baixo nível da América do Sul (**JBNAS**) e o Sistema de Monsões da América do Sul (**SMAS**). Relativamente às cidades de Recife e Manaus a ocorrência destes eventos extremos encontra-se associada a mecanismos de circulação atmosférica característicos das regiões equatoriais como migrações da zona inter-tropical de convergência (**ZITC**), bem como da ação da zona de convergência do Atlântico Sul (**ZCAS**) e estabelecimento no nordeste brasileiro de Vórtices Ciclónicos de Alto Nível (**VCAN**).

Convém reconhecer alguns problemas que enfermam o trabalho, nomeadamente o número, porventura reduzido, das variáveis meteorológicas utilizadas e também as limitações na definição e identificação das **OC**, associadas a uma certa subjetividade na escolha dos índices de **OC**. No entanto, o presente estudo aqui apresentado e a metodologia desenvolvida podem constituir uma mais-valia, pois no Brasil e um pouco por toda a América do Sul, existem muito poucos trabalhos que avaliem de forma objetiva e para períodos relativamente longos, as várias perspetivas das **OC** como as que foram aqui abordadas. Para além da documentação presente neste trabalho da evolução das **OC** nas principais cidades brasileiras, este estudo pode ser ainda utilizado, numa perspetiva futura, como apoio ao desenvolvimento de sistemas de alerta de episódios extremos de temperatura, para diagnóstico de simulações de controlo de modelos de circulação geral ou de área limitada e para avaliação de cenários futuros do clima e dos principais impactos na vida humana que deles poderão advir.

Referências bibliográficas

- Alberdi, J.C., J. Díaz, J.C. Montero, I.J. Mirón (1998): Daily Mortality in Madrid Community (Spain) 1986-1991: Relationship with atmospheric variables. *Eur. J. Epidemiol.* Vol. 14, p. 571-578.
- Alexander, L.V. e 23 Co-autores (2006): Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal Geophysical Research*, Vol. 111, D05109, doi:10.1029/2005JD006290.
- Aragão, J.O (1975): Um estudo da estrutura das perturbações sinópticas do Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. São José dos Campos, INPE, 1975 (INPE-2638-TDL/114).
- Aragão, L., Y. Malhi, R. M. Roman-Cuesta, S. Saatchi, L. O. Anderson, and Y. E. Shimabukuro (2007): Spatial patterns and fire response of recent Amazonian droughts. *Geophys. Res. Letters*, Vol. 34, L07701. Doi:10.1029/2006GL028946.
- Barriopedro D., Fischer E.M., Luterbacher J., Trigo R..M and García-Herrera R. (2011): The hot summer of 2010: redrawing the temperature record map of Europe. *Science*, Vol. 332, 220–4.
- Bell, M.L., M.S O'Neill, N. Ranjit, V.H. Borja-Aburto, L. A. Cifuentes, N. Gouveia (2008): Vulnerability to heat-related mortality in Latin America: a case-crossover study in São Paulo, Brazil, Santiago, Chile and Mexico City, Mexico (2008). *Int. Journal of Epidemiology* (2008), vol. 37, p.796-804. Doi: 10.1093/ije/dyn094.
- Brown, I. F., W. Schroeder, A. Setzer, M. de Los Rios Maldonado, N. Pantoja, A. Duarte, and J. Marengo, (2006): Monitoring fires in southwestern Amazonia rain forests. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 87, 253.
- Cassou, C., L. Terray, A. S. Phillips, (2005): Tropical Atlantic influence on European heat waves. *Journal of Climate*, vol. 18, p. 2805–2811.
- Cavalcanti, I.F.A., M. Ferreira, F. da. S.D. Assunção, A. Gertrudes, J. Silva, (2009): Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: *Oficina de Textos*.
- Coelho, C. A. S. e 11 Co-authors, (2015): The 2014 southeast Brazil austral summer drought: Regional scale mechanisms and teleconnections. *Climate Dyn.* Doi:10.1007/s00382-015-2800-1.

- Costa, D., S. Hacon, A.S.P. Siqueira, S.L.L.A. Pinheiro, K.S. Gonçalves, A. Oliveira, P. Cox (2015): Municipal Temperature and Heatwave Predictions as a Tool for Integrated Socio-Environmental Impact Analysis in Brazil. *American Journal of Climate Change*, 2015, vol. 4, p. 385-396.
- Da Silva, V., E. Pereira, R. Almeida (2012): Estudo da variabilidade anual e intra-anual da precipitação na região Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol 27, nº2.
- Dean, G.A., (1971): The three dimensional wind structure over South America and associated rainfall over Brasil. São José dos Campos, INPE, 1971 (LAFE-1964).
- Dee, D.P., e 35 Co-autores (2011): The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorological Society*, vol. 137, p.553-597.
- Dereczynski, C., W.L. Silva, J. Marengo (2013): Detection and Projections of Climate Change in Rio de Janeiro, Brazil. *American Journal of Climate Change*, 2013, 2, 25-33, doi:10.4236/ajcc.2013.21003.
- Dole, R., M. Hoerling, J. Perlwitz, J. Eischeid, P. Pegion, T. Zhang, X.-W. Quan, T. Xu, D. Murray (2011): Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave? *Geophys. Res. Lett.*, 38, L06702. Doi: 10.1029/2010GL046582.
- Doyle, M.E., V.R Barros (2002): Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 3394-3409.
- Easterling, D.R., G.A. Meehl, C. Parmesan, S.A. Changnon, T.R. Karl, L.O. Mearns (2000): Climate Extremes: observations, modeling, and impacts. *Science*, vol. 289, p. 2068-2074.
- Fennessy, M.J., J.L. Kinter III (2011): Climatic Feedbacks during the 2003 European Heat Wave. *Journal of Climate*, vol. 24. Doi: 10.1175/2011JCLI3523.1.
- Ferreira, N. J., M. Sanches, M.A.F Silva Dias (2004). Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 19, n. 1, p. 89-98.
- Feudale, L., J. Shukla (2007): Role of Mediterranean SST in enhancing the European heat wave of summer 2003. *Geophysical Research Letters*, vol. 34, L03811. Doi: 10.1029/2006GL027991, 2007.
- Figueroa, S. N., P. Satyamurty, P.L. Silva Dias, (1994): Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 52, p. 1573-1584.
- Fischer, E.M., C. Schär (2010): Consistent geographical patterns of changes in high-impact European heatwaves. *Nature Geoscience* 3, 398 – 403.

- Fischer, E.M., R. Knutti (2015): Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes. *Nature Climate Change* 5, 560-564 (2015). Doi: 10.1038/nclimate2617.
- Fischer, E.M., S.I. Seneviratne, P.L. Vidale, D. Lüthi, C. Schär (2007): Soil moisture-atmosphere interactions during the 2003 European summer heat wave. *Journal of Climate*, vol. 20 (20) (2007), pp. 5081–5099.
- Folland, C.K. (2001): Report of the WMO CCI/CLIV AR working group on climate change detection. Appendix 1, p.16-17.
- Frich, P., L.V. Alexander, P. Della-Marta, B. Gleason, M. Haylock, A.M.G. Klein Tank, T. Peterson (2002): Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.*, vol. 19, p.193-212.
- Friederike, E.L.O (2015): Climate change: Attribution of Extreme weather. *Nature Geoscience*, vol. 8, p. 581-582. Doi: 10.1038/ngeo2484.
- García-Herrera, J. Díaz, R.M. Trigo, J. Luterbacher, E.M. Fischer (2010): A Review of the European Summer Heat Wave of 2003. *Critical Reviews in Environmental Science and Technology*, vol. 40, p. 267–306, 2010. Doi: 10.1080/10643380802238137.
- García-Herrera, R., J. Díaz, R.M. Trigo, E. Hernández (2005): Extreme summer temperatures in Iberia: Health impacts and associated synoptic conditions, *Ann. Geophys.*, vol. 23, p. 239–251.
- Garreaud, R.D., M. Vuille, R. Compagnucci, J. Marengo (2008): Present-day South American climate. *PALAEIO* – 04830. Doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Gouveia, N., S. Hajat, B. Armstrong (2003): Socioeconomic differentials in the temperature – mortality relationship in São Paulo, Brazil. *Int. Epidemiological Association* (2003), vol. 32, p. 390-397. Doi: 10.1093/ije/dyg077.
- Gusso, A., J.R. Ducati, M.R. Veronez, V. Sommer, L.G. Junior (2014): Monitoring Heat Waves and Their Impacts on Summer Crop Development in Southern Brazil. *Agriculture Sciences* (2014), vol. 5, p. 353-364.
- Hamed, K. H., A. Ramachandra (1997): A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, vol. 204, p. 182–196.
- Hamed, K.H., A.R. Rao (1998): A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology*, vol. 204, p. 182-196.

- Hastenrath, S., L. Heller (1977): Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, vol. 110, p. 411-425.
- Heino, R., R. Brázdil, E. Forland, H. Tuomenvirta, H. Alexandersson, M. Beniston, C. Pfister, M. Rebetez, G. Rosenhagen, S. Rösner, J. Wibig (1999): Progress in study of climatic extremes in northern and central Europe. *Climate Change*, vol 42, p. 151-181.
- Hulme, M. e N. Sheard (1999): Cenários de alterações climáticas para o Brasil. Norwich: Climate Research Unit.
- Huth, R., J. Kysely, L. Pokorna (2000): A GCM simulation of heat waves, dry spells and their relationships to circulation. *Climatic Change*, vol. 46, p. 29–60.
- IPCC, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.
- Jones, C., L.M.V. Carvalho (2002): Active and break phases in the South American monsoon system. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 905-914.
- Karl, T.R., N. Nicholls, J. Gregory (1997): The coming climate. *Scientific American May*, p.54-59.
- Kayano, M.T., V.E. Kousky (1990): Southern hemisphere blocking: A comparison between two índices. *Meteor. Atmos. Phys.*, vol. 42, p. 165-170.
- Kodama, Y.M, T. Sagawa, S. Ishida, T. Yoshikane (2012): Roles of the Brazilian Plateau in the Formation of the SCAZ. *Journal of Climate*, vol. 25, p. 1745-1758. Doi: 10.1175/2011JCLI3785.1.
- Kousky, V.E., M.A. Gan (1981): Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, vol.33, n.6, p.538-551,.
- Kreyszig, E. (1970): Introductory Mathematical Statistics by Erwin Kreyszig.
- Kunkel, K.E, S.A. Changnon, B.C. Reinke e R.W. Arritt (1996): The July 1995 heat wave in the central United States. *Bull. American Meteorological Society*, vol. 77, p. 1507-1518.
- Kunkel, K.E., X. Liang, J. Zhu, (2010): Regional climate model projections and uncertainties of U.S. summer heat waves. *Journal of Climate*, vol. 23, p. 4447-4458.

- Liebmann, B., G.N. Kiladi, J.A. Marengo, T. Ambrizzi, J.D. Glick (1999): Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, vol. 12, p. 1877 – 1891.
- Liebmann, B., G.N. Kiladis, C.S. Vera, A.C. Saulo, L.M.V. Carvalho (2004): Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet East of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of CSte*, vol. 17, n. 19, p. 3829-3842.
- Lima, P.O., A.A. Moura, D.A Façanha, M.M Guilhermino (2006): Desempenho e indicadores de estresse térmico em bezerras alimentadas com sucedâneo lácteo com ou sem probiótico no semi-árido Brasileiro. *Archivos Latinoamericanos de Produccion Animal*, vol. 14, n.2, p. 49-55, 2006.
- Linares, C., J. Díaz (2007): Impact of high temperatures on hospital admissions: comparative analysis with previous studies mortality (Madrid). *European Journal of Public Health*, Vol. 18, N. 3, p. 317 – 322. Doi: 10.1093/eurpub/ckm108.
- Lorenz, C., H. Kunstmann (2012): The Hydrological Cycle in Three State-of-the-Art-Reanalyses: Intercomparison and Performance Analysis. *Journal of Hydrometeorology*, vol. 13.
- Lucena, A.J., O.C.R. Filho, J.R. França, L.F. Peres, L.N.R. Xavier (2013): Urban climate and clues of heat island events in the metropolitan area of Rio de Janeiro. *Theoretical and Applied Climatology* (2013) vol. 111, p.497 – 511. Doi 10.1007/s00704-0668-0.
- Marengo J.A, W.R. Soares, C. Saulo, M. Nicolini (2004): Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. *Journal of Climate*, vol. 17, p. 2261–2280.
- Marengo, J.A., C.C. Camargo (2007): Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960 – 2002. *International Journal of Climatology*, vol. 28, p. 893 – 904. Doi: 10.1002/joc.1584
- Marengo, J.A., C.A. Nobre, J. Tomasella, M.D. Oyama, G.S. de Oliveira, R. de Oliveira, H. Camargo, L.M. Alves, I.F. Brown (2008): The Drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, vol. 21, p. 495 -516.
- Marengo, J.A., L.M. Alves, W.R. Soares, D.A. Rodriguez, H. Camargo, M. Paredes, and A. Diaz Pablo (2013): Two contrasting seasonal extremes in tropical South America in 2012: Flood in Amazonia and drought in Northeast Brazil. *Journal of Climate*, Doi:10.1175/JCLI-D-12-00642.1
- Marengo. J.A., J.C. Espinoza (2015): Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *International Journal of Climatology*. Doi: 10.1002/joc.4420.
- Marques, R.F.C., V.B. Rao (1996): Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul durante o período de 1980 a 1993. *Climanálise Especial*, Cap. 8, INPE.

- McGregor, G. R., M. T. Markou, A. Bartzokas, e B. D. Katsoulis (2002): An evaluation of the nature and timing of summer human thermal discomfort in Athens, Greece. *Climate Res.*, vol. 20, p. 83–94.
- McKechnie, A.E., B.O. Wolf (2009): Climate change increases the likelihood of catastrophic avian mortality events during extreme heat events. *Biology Letters* (2010) vol. 6, p. 253 – 256. Doi: 10.1098/rsbl.2009.0702.
- McMichael, A.J., e 14 Co-autores (2003): International study of thermal stress and urban mortality in low-&middle- income countries. *Lancet* (in press).
- Meehl, G.A., C. Tebaldi (2004): More intense, more frequent, and longer lasting heatwaves in the 21st century. *Science*, vol. 305, p. 994-997.
- Mendes, M.C.D., R.M. Trigo, I. F. A. Cavalcanti, C.C. DaCamara (2005): Bloqueios atmosféricos de 1960 a 2000 sobre o oceano Pacífico Sul: Impactos climáticos e mecanismos físicos associados. *Rev. Brasileira de Meteorologia*, vol. 20, p. 175-190
- Moran, J.M., M.D. Morgan (1986): The atmosphere and the science of weather. *Minneapolis: Burgess Publishing*.
- Moura, A.D., J. Shukla, (1981). On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil. Observation, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Journal of the Atmospheric Science*, vol. 38 (12), p. 2653-2673.
- Moura, M. (2015): Anomalias das temperaturas extremas do ar em Fortaleza, Ceará, Brasil. *Revista Brasileira de Geografia Física*, vol. 08, n. 06 (2015), p. 1588-1600.~
- Nascimento, E.L., T. Ambrizzi (2002): The influence of atmospheric blocking on the Rossby wave propagation in Southern Hemisphere flows. *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 80, p. 139-159.
- Nobre, P., J. Shukla (1996): Variations of SST, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, vol. 9, p. 2464-2479.
- Nunes, A.N., (2012): Regional variability and driving forces behind forest fires in Portugal, na overview of the last three decades (1980-2009). *Applied Geography*, vol. 43, p. 576-586.
- Olesen, J.E, M. Trnka, K.C. Kersebaum, A.O. Skjelvåg, B. Seguin, P. Peltonen-Sainio, F. Rossi, J. Kozyra, F. Micale (2010): Impacts and adaptation of European crop production systems to climate change. *Europ. Journal of Agronomy*, vol. 34, p. 96-112.

- Paixão, E. J., P.J Nogueira (2003): Efeitos de uma onda de calor na mortalidade. *Revista Portuguesa de Saúde Pública*, Vol. 21, Nº1 (Janeiro/Junho 2003), p. 41-54.
- Palecki, M. A., S. A. Changnon, and K. E. Kunkel, 2001: The nature and impacts of the July 1999 heat wave in the Midwestern United States: Learning from the lessons of 1995. *Bull. American Meteorological Society*, vol. 82, p. 1353-1367.
- Pereira, M.G., R.M. Trigo, C.C. DaCamara, J.C. Pereira, S.M. Leite (2005): Synoptic patterns associated with large summer forest fires in Portugal. *Agriculture and Forest Meteorology*, vol. 29, p. 11-25.
- Perkins S.E., L.V. Alexander (2013): On the measurement of heat waves. *Journal of Climate*, vol. 26, p. 4500-4517.
- Perkins, S. E., (2011): Biases and model agreement in the projections of climate extremes over the tropical Pacific. *Earth Interact.*, vol. 15.
- Pike, A.C. (1971). Intertropical Convergence Zone studies with an interacting atmosphere and ocean model. *Monthly Weather Review*, vol. 99(6), p. 469-477.
- Poveda, G., O.J. Mesa (1996): Extreme phases of ENSO (El Niño and La Niña) and their influence on the hydrology of Colombia. *Ingenieria Hidráulica en México*, XI(1), p. 21–37.
- Reboita M.S., M.A. Gan., R.P. da Rocha, T. Ambrizzi (2010): Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 25(2), p.185-204.
- Ricce, W.S., P.H. Caramori, H. Morais, D.A.B. Silva, L.T. Ataíde (2009): Análise de tendências na temperatura e precipitação em Londrina, Estado do Paraná. Apresentado no XV Congresso Brasileiro de Agrometeorologia – 22 a 25 de Setembro de 2009 – Belo Horizonte – MG.
- Rumel, D., L.F. Riedel, M.R.D.O Latorre, B.B. Duncan (1993): Infarto do miocárdio e acidente vascular cerebral associados à alta temperatura e monóxido de carbono em área metropolitana do sudeste do Brasil. *Rev. Saúde Pública*, vol. 27(1), p. 15-22, 1993.
- Rusticucci, M., (2011): Observed and simulated variability of extreme temperature events over South America. *Atmospheric Research*, vol. 106, p. 1 – 17.
- Saha, K. (1981). Mean cloud distributions over tropical oceans. *Tellus*, vol. 23 (2), p. 183-194.
- Sansigolo, C.A., M. T. Kayana, (2010): Trends of seasonal maximum and minimum temperatures and precipitation in Southern Brazil for the 1913-2006. *Theor. Appl. Climatol* (2010) vol. 101, p. 209-216. Doi 10.1007/s00704-010-0270-2.

- Saravanan, R., P. Chang, (1999): Oceanic mixed layer feedback and tropical Atlantic variability. *Geophys. Res. Letters*, vol. 26, p. 3629 – 3632.
- Schär, C., P.L.Vidale, D. Lüthi, C. Häberli, M.A. Liniger, C. Appenzeller (2004): The role of increasing temperature variability in Europe summer heatwaves. *Nature*. Doi: 10.1038/nature02300.
- Schubert, S., H. Wang, M. Suarez, (2011): Warm Season Subseasonal Variability and Climate Extremes in the Northern Hemisphere: The Role of Stationary Rossby Waves. *J. Climate*, vol. 24, p. 4773-4792. Doi: 10.1175/JCLI-D-10-05035.1.
- Silva Dias, M. A. F. (1987): Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 2, p. 133-150.
- Sinclair, M. R. (1996): A Climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, vol. 124, p. 245-263.
- Skansi M. M. e 16 Co-autores (2013): Warming and wetting signals emerging from analysis of changes in climate extreme indices over South America. *Global Planet Change*, vol.100, p. 295–307.
- Son, J., N. Gouveia, M.A. Bravo C.U. Freitas, M.L. Bell (2015): The impact of temperature on mortality in a subtropical city: effects of cold, heat, and heat waves in São Paulo, Brazil. *Int. Journal of Biometeorology* (2016), vol. 60. Doi: 10.1007/s00484-015-1009-7.
- Souch C, C.B.S Grimmond (2004): Applied climatology: heatwaves. *Prog. Phys. Geogr.* vol.28(4), p. 599–606.
- Sousa, P.M, R.M Trigo, P. Aizpurua, R. Nieto, L. Gimeno, R. Garcia-Herrera (2011): Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci*, vol. 11, p. 33-51. Doi: 10.5194/nhess-11-33-2011.
- Stéfanon, M., P. Drobinski, F. D’Andrea, C. Lebeaupin-Brossier, S. Bastin (2013): Soil Moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. *Clim. Dyn.* Doi: 10.1007/s00382-013-1794-9.
- Tibaldi, S., E. Tosi, A. Navarra, L. Pedulli (1994): Northern and Southern Hemisphere seasonal variability of blocking frequency and predictability. *Monthly Weather Review*, vol. 122, p. 1971-2003.
- Trigo, R.M., J.M. Corte-Real, T.J. Osborn (2002): Influência da Oscilação do Atlântico Norte no clima da Europa e no caudal de três rios Ibéricos. *Finisterra*, vol. XXXVII, p- 5 – 31.
- Trigo, R.M., D. Pozo-Vazquez, T.J. Osborn, Y. Castro-Diez, S. Gámis-Fortis, M.J. Esteban-Parra (2004): North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, vol. 24, p. 925 – 944.

- Trigo R.M., García-Herrera R., Díaz J., Trigo I.F., Valente M.A. (2005) : How exceptional was the early August 2003 heatwave in France?", *Geophysical Research Letters*, vol. 32, L10701. Doi:10.1029/2005GL022410.
- Trigo, R.M., A. Ramos, P. Nogueira, F.D. Santos, R. Garcia-Herrera, C. Gouveia, F.E. Santo (2009) "Evaluating the impact of extreme temperature based indices in the 2003 heatwave excessive mortality in Portugal", *Environmental Science & Policy*, vol. 12, p. 844 - 854.
- Vera, C., W. Higgins, J. Amador, T. Ambrizzi, R. Garreaud, D. Gochis, D. Gutzler, D. Lettenmaier, J. Marengo, C. R. Mechoso, J. Nogues-Paegle, P. L. Silva Dias, C. Zhang, (2006): Toward a unified view of the American monsoon systems. *Journal of Climate*, vol. 19, p. 4977-5000.
- Watts, J.D., L.S. Kalkstein (2004): The development of a warm-weather relative stress index for environmental applications. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 43, p. 503–513.
- Wiedenmann, J.M., A.R. Lupo, I. Mokhov, E.A. Tikhonova (2002): The climatology of blocking anticyclones for the Northern and Southern Hemisphere block intensity as a diagnostic. *Journal of Climate*, vol. 15, p. 3459-3473.
- Xoplaki, E. J.F González-Rouco, J. Luterbacher, H. Wanner (2003): Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Clim. Dyn.*, vol. 20(7), p. 723-739.
- Zeng, N., Jin-H. Yoon, J.A. Marengo, A. Subramaniam, C.A. Nobre, A. Mariotti, J.D. Neelin (2008): Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *IOP Publishing, Environ. Res. Letters.*, vol. 8, (2008) 014002 (9pp). Doi: 10.1088/1748-9326/3/1/014002.
- Zhou, J., K.-M. Lau (1997): Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, vol. 11, p. 1020 – 1040.
- Zhou, J., K.M. Lau (2001): Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, vol. 21, p. 1623-1644.

